

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ВЫСОКОГОРНЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А.Х. Аджиев
Е.М. Богаченко

ГРОЗЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

РЕЦЕНЗИЯ

Северо-Кавказский регион в весенне-осенний период характеризуется интенсивной грозовой деятельностью, одной из самых высоких на территории бывшего СССР. Исследования условий возникновения электрической активности конвективных облаков являются особо важными для разработки способа активного воздействия на грозу и эффективного решения задач по молниезащите. Решение этих задач особенно актуально для Северного Кавказа, отличающегося значительной климатической неоднородностью территории

Для наблюдения за развитием и движением грозовых очагов находит все большее применение радиолокация. В последние десятилетия для таких наблюдений стали применяться специальные радиолокационные станции с большой мощностью излучения и высокочувствительными приемными устройствами, работающие в длинноволновой области СВЧ радиодиапазона.

В формировании электрической структуры грозовых облаков и в возникновении и развитии молниевых разрядов в них существенную роль играют процессы электризации гидрометеоров при замерзании облачной воды. Вопросам образования и разделения электрических зарядов в облаке посвящены многочисленные исследования, результаты которых показывают, что одной из важных предпосылок разделения электрических зарядов в облаках в умеренных широтах, является наличие ледяной фазы (кристалликов льда, крупы и градин) и переохлажденных водяных капель. К настоящему времени изучены механизмы электризации: «взрывная» электризация замерзающих капель воды, электризация при росте градин, электризация тающих градин. Несмотря на большое число работ в этих областях, изучение закономерностей разделения электрических зарядов в облаках не закончено, и требуются дополнительные экспериментальные и теоретические исследования физических процессов, приводящих к возникновению электрических полей, достаточных для развития молниевых разрядов.

В настоящем исследовании обобщены результаты систематических многолетних визуально-слуховых и инструментальных наблюдений за грозами на территории Северо-Кавказского региона. Приведены результаты лабораторных и натурных экспериментов по исследованию электрических явлений в облаках. Описаны методы и средства контроля и регулирования грозового электричества.

Монография представляет интерес для научных работников, разрабатывающих проблемы физики грозы и грозового электричества, и рассчитана на широкий круг исследователей, работающих в области физики атмосферы. Она может служить также учебным пособием для аспирантов и студентов старших курсов соответствующих специальностей.

Настоящая монография может быть рекомендована к опубликованию.

**Заведующий кафедрой физики ТТИ ЮФУ,
доктор физико-математических наук,
профессор**

Г.В. Куповых

Подпись профессора Г.В. Куповых удостоверяю.

Ученый секретарь
Ученого Совета ТТИ ЮФУ

Т.А. Пьявченко

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	6
ГЛАВА 1. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ	
ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОБЛАКОВ	11
1.1. Аппаратура для лабораторных исследований механизмов генерации грозового электричества	11
1.2. Методы исследования характеристик грозовой деятельности радиотехническими средствами	14
1.3. Радиотехнический комплекс для исследования гроз и управления активными воздействиями на облака	19
1.3.1. Радиолокаторы гроз	20
1.3.2. Измеритель параметров пакетов импульсов электромагнитного излучения грозовых облаков.....	28
1.3.3. Радиопеленгаторы-дальномеры гроз.....	31
1.3.4. Система регистрации напряженности электромагнитного поля молнии.....	37
1.3.5. Устройство для отдельной регистрации наземных и облачных разрядов молний	42
1.4. Методика исследований грозовой деятельности облаков.....	45
ГЛАВА 2. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРОЗОВЫХ	
ОБЛАКОВ.....	48
2.1. Строение, электризация грозовых облаков и условия возникновения молний	48
2.2. Результаты лабораторных исследований механизмов электризации облачных частиц и частиц осадков при фазовых переходах.....	54
2.3. Результаты лабораторных исследований явлений генерации акустического, оптического и электромагнитного излучения	

при фазовых переходах воды.....	64
ГЛАВА 3. ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА.....	69
3.1. Аэросиноптические условия возникновения гроз на Северном Кавказе	69
3.2. Климатические и физико-географические характеристики гроз Северного Кавказа.....	78
ГЛАВА 4. ИМПУЛЬСНО-ВРЕМЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗЛУЧЕНИЯ ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ В ДЕЦИМЕТРОВОМ ДИАПАЗОНЕ РАДИОВОЛН	96
ГЛАВА 5. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННО-ОСЦИЛЛОГРАФИЧЕСКИМ МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ МОЛНИЕВЫХ РАЗРЯДОВ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ.....	112
5.1. Результаты синхронных измерений напряженности электромагнитного поля молнии и ее координат.....	112
5.2. Оценка электрических зарядов, нейтрализуемых молниями.....	121
ГЛАВА 6. ИЗМЕНЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОБЛАКОВ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ НА НИХ АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ	131
6.1. Эксперименты по воздействию кристаллизующим реагентом на облака с целью оценки возможности регулирования их грозовой деятельности.....	131
6.1.1. Общие принципы воздействия льдообразующим реагентом на грозу.....	131
6.1.2. Организация и схема проведения экспериментов, средства воздействия.....	137
6.2. Анализ результатов наблюдений за изменением характеристик грозовой деятельности облаков при проведении противогородовых работ	

и экспериментов по воздействию на грозу.....	142
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	159
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	162

ВВЕДЕНИЕ

Гроза представляет собой, с одной стороны, сильно распространенное и, следовательно, оказывающее большое влияние на человеческую деятельность, а, с другой стороны, до сих пор до конца не разгаданное из-за своей сложности и многообразности, атмосферное явление.

Известно, что молнии поражают земную поверхность около $8 \cdot 10^6$ раз в сутки [60], нанося при этом большой ущерб (пожары лесов, аварии самолетов, повреждения линий электропередач, нарушения радиосвязи, гибель людей и т.д.). В США, например, ежегодно вызываемые грозой потери [37] превышают 100 млн. долларов. От ударов молнии во Франции в течение года погибает более 300 человек, наносится экономический ущерб на несколько млрд. франков [87]. По России, в среднем, более 8 % лесных пожаров происходит в результате поражения молниями [79]. Сильное влияние оказывают грозы и на работу авиации. В ВВС США от 60 до 70 % аварий самолетов, связанных с погодными условиями, вызвано грозовыми явлениями в атмосфере [60]. В связи с запусками космических аппаратов возникла проблема защиты их от грозового воздействия при прохождении облачности [90]. Грозовые разряды также влияют на работу линий электропередачи (ЛЭП), телевизионных и телеграфных коммуникаций. В России и за рубежом из-за гроз происходит около 50 % всех автоматических отключений подстанций высокого напряжения. Экономические потери за счет недоотпуска энергии во время сезона грозовых поражений составляют около 70 млн. долларов в год [76]. Не менее опасны грозовые разряды, вызывающие преждевременное срабатывание устройств, используемых для выполнения направленных взрывов при строительстве каналов и тоннелей, в открытых горнодобывающих карьерах [59]. Опасность возникает во время выполнения работ, связанных с заряджением статическим электричеством различного рода объектов, например, нефтеналивных судов.

При дальнейшей интенсификации сельского хозяйства, увеличении плотности населения, дорожании природных ресурсов, усложнении техники, росте числа судов мирового воздушного флота, а также тенденции использовать самолеты в более широком диапазоне метеорологических условий, потери от молний будут возрастать.

Все это предопределило потребность в поисках путей ослабления зависимости деятельности человека от грозовых атмосферных явлений, которые ведутся по трем направлениям: пассивная молниезащита, оперативное определение степени грозоопасности и регулирование электрического состояния атмосферы.

Разработанные к настоящему времени основные принципы пассивной молниезащиты для наземных объектов представляют собой достаточно обоснованную и в известной степени апробированную систему мероприятий. Однако, в связи с научно-техническим прогрессом, требования к надежности молниезащиты непрерывно возрастают. Естественным, что повышение надежности возможно лишь при условии дальнейшего развития физических основ молниезащиты и обоснования дифференцированного подхода к выбору средств молниезащиты в зависимости от тяжести ожидаемых последствий при поражении объектов молнией.

Одним из важных аспектов в решении этой проблемы является получение достоверных данных о климатических и физико-географических характеристиках грозовой деятельности для данной местности, поскольку их величины могут существенно отличаться по районам [46]. Недоучет этого аспекта приводит либо к занижению, либо к неоправданному завышению уровней надежности грозозащиты, а, следовательно, и к экономическим потерям.

В связи с развитием дистанционных радиотехнических методов и средств обнаружения и местоопределения грозовых очагов, проблема оперативного грозооповещения становится весьма актуальной, особенно в случаях, когда в силу различных причин невозможно обеспечить надежную

молниезащиту объектов. В этом заинтересован ряд отраслей экономики, таких как авиация, морской и речной флот, горнорудная промышленность и т.п. Вместе с тем, очень важно не только решить задачу надежного выделения активных грозовых очагов, оперативного наблюдения за их перемещением и трансформацией, но и получать заблаговременную информацию о предгрозном состоянии облаков, а также о тенденции развития грозы, ее интенсивности и типе молниевых разрядов.

Третье направление - регулирование электрического состояния атмосферы - получило толчок к интенсивному развитию только в последнее время. Впрочем, вероятно, уже в недалеком будущем, оно станет ведущим по сравнению с первыми двумя, поскольку позволит кардинальным образом избавить человечество от зависимости или, по крайней мере, ослабить его зависимость от такого явления природы, как гроза. Несмотря на то, что в последнее время интенсивно развиваются исследования электризации облаков и их электрической структуры, еще нет единого мнения о причинах образования и развития в них электрических явлений [19]. Тем не менее, в ряде стран начаты целенаправленные эксперименты по воздействию на грозу [23,28]. На основе физических представлений по электризации облаков, полученных в последние годы, предложены возможные варианты подавления грозовой активности мощных конвективных облаков. Многие из них в настоящее время уже опробованы. Однако, в связи с тем, что эти эксперименты, в основном, носили эпизодический характер, и контроль за результатами воздействий осуществлялся в большинстве случаев на низком техническом уровне (зачастую для этой цели использовались примитивные устройства и косвенные способы), по их результатам невозможно в полной мере судить о наиболее реальном и эффективном пути подавления грозовой активности облаков.

Важное место в проблеме управления электрическим состоянием атмосферы отводится методам и средствам контроля его эффективности. От их совершенства, в значительной мере, зависит достоверность полученного

результата. Поскольку при определении эффекта грозы косвенными способами, например, по радиолокационным критериям грозоопасности, возникает большая неопределенность [31], требуется развитие дистанционных средств и методов, предназначенных для непосредственного измерения величин характеристик грозовой деятельности.

Таким образом, постановка задачи по разработке эффективных методов борьбы с грозовыми явлениями по всем трем направлениям (грозозащита, грозооповещение и активные воздействия на грозу) и проведение исследований с целью её решения, в частности, исследований характеристик грозовой деятельности, являются достаточно актуальными.

Под общим названием «характеристики грозовой деятельности» в работе объединены климатические и физико-географические характеристики гроз (число дней с грозой, продолжительность существования грозовых явлений и их интенсивность, число грозовых разрядов и их тип, удельная поражаемость молниями и т.д.) для территории, на которой проводятся исследования, в целом, а также для отдельных облаков и входящих в них облачных конвективных ячеек. Кроме того, сюда входят импульсно-временные, частотные и энергетические характеристики быстрых изменений электромагнитного поля и радиоизлучения, вызванных разрядными явлениями в атмосфере, эхо-сигналов молний и определяемые с помощью этих характеристик различные параметры грозовых разрядов.

Наблюдения за грозами визуально-слуховым методом на территории Северного Кавказа проводятся на метеостанциях и постах Гидрометслужбы уже более 100 лет [17].

Исследования грозовых явлений инструментальными методами были начаты в Высокогорном геофизическом институте (Кабардино-Балкария) в 1965 г. по инициативе профессора Качурина Л.Г. и доцента Медалиева Х.Х. и продолжают по настоящее время их учениками [41,42].

В монографии приводятся результаты комплексных исследований с помощью дистанционных радиотехнических средств характеристик грозовой

деятельности облаков при естественном развитии и искусственном воздействии на них применительно к проблеме разработки эффективных методов борьбы с грозовыми явлениями и ослабления обусловленных ими отрицательных последствий для экономики страны.

В данной книге обобщены результаты систематических многолетних визуально-слуховых и инструментальных наблюдений за грозами Северного Кавказа. Особое внимание уделено разработке методов и средств регулирования грозового электричества, в том числе лабораторным и полигонным экспериментам по исследованию электрических явлений в облаках.

ГЛАВА 1 АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОБЛАКОВ

1.1 Аппаратура для лабораторных исследований механизмов генерации грозового электричества

Для изучения в лабораторных условиях процессов образования жидких и твердых облачных частиц и частиц осадков и механизмов их электризации при фазовых переходах нами совместно с ГСКБ ТФП (г.Санкт-Петербург) была разработана термобарокамера [5]. Её основные технические характеристики следующие: рабочий объем - $0,1 \text{ м}^3$, диапазон стабилизации и изменения температуры в рабочем объеме от -30 до $+30^\circ\text{C}$; диапазон давления - $10^2 \dots 10^4$ гПа.

Термобарокамера (рисунок 1.1) позволила изучать замерзание капель воды, рост льда, образование и рассеяние тумана в отраженном, проходящем и поляризованном свете, влияние внешнего электрического поля на фазовые переходы и электризацию кристаллизующейся воды. Для регистрации электрофизических величин термобарокамера снабжена десятиканальным вводом. Устройство имеет систему понижения давления в рабочем объеме камеры и перевода заданного объема воздуха из окружающей среды или из аналогичной камеры в рабочий объем, что дает возможность изучения образования и роста гидрометеоров при адиабатических процессах.

На рисунке 1.2 приведены фотографии замерзающей капли в различные моменты времени: а – до начала замерзания, б – начало замерзания и в – конец замерзания капли. Размер капли 3 мм. Температура замерзания -10°C . Временной интервал между снимками 10 с.

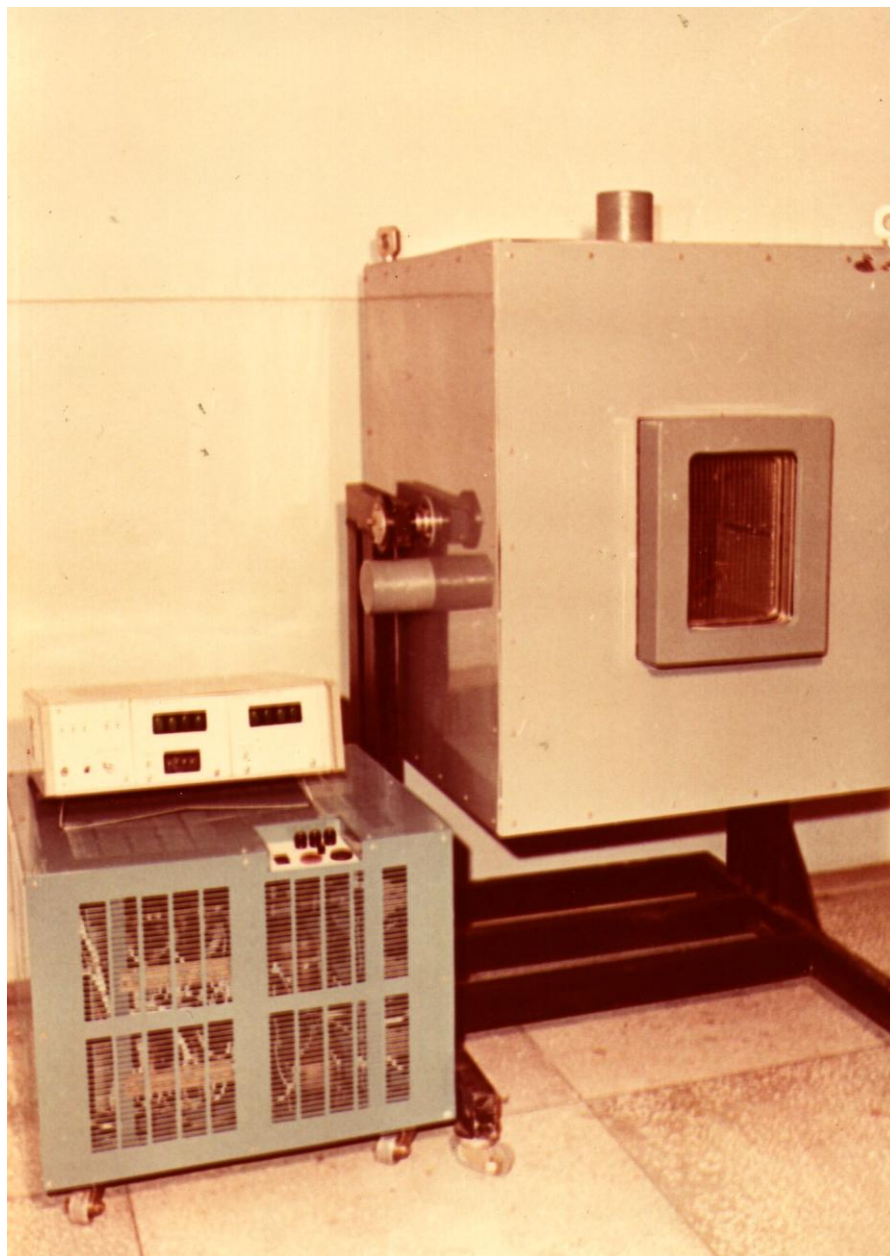
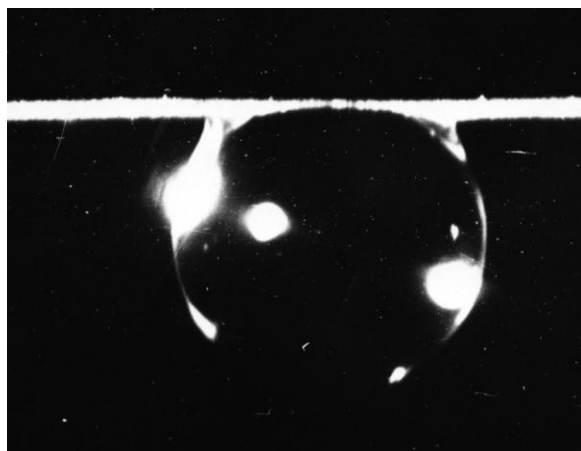
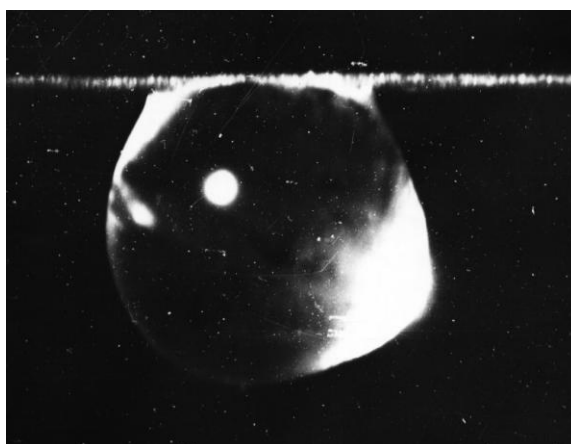


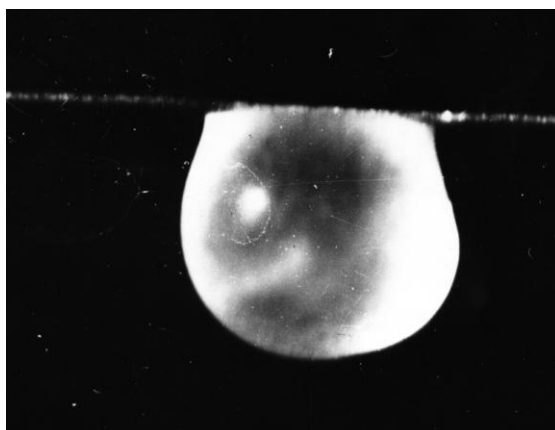
Рисунок 1.1 - Внешний вид термобарокамеры для исследования микрофизических процессов при фазовых переходах водяных капель



а)



б)



в)

а – подвижная капля до замерзания

б – начало замерзания капли

в – конец замерзания капли

Рисунок 1.2 - Различные стадии замерзания капли

В этих опытах исследовались следующие микрофизические характеристики:

- температура замерзания капель воды в зависимости от их размера;
- скорость замерзания;
- электризация капель при замерзании;
- фрагментация капель;
- поляризационная структура замерзших капель.

Совместно с лабораторией электрометрии Тартуского университета разработана аппаратура (рисунок 1.3) для измерений малых токов и зарядов, применение которой позволило получить качественно новые результаты при определении зарядов замерзающих капель воды и растворов.

1.2 Методы исследования характеристик грозовой деятельности радиотехническими средствами

Насущная необходимость решения человечеством задач познания природы грозowych явлений в целях разработки средств и методов молниезащиты, штормооповещения и управления электрическим состоянием атмосферы обусловила в последние десятилетия бурное развитие дистанционных инструментальных методов исследования характеристик грозовой деятельности. Используемые при реализации этих методов информационно-измерительные средства можно разделить на пассивные и активные.

Принцип работы пассивных средств, берущих начало от «грозоотметчика» А.С. Попова, основан на регистрации электромагнитных возмущений, источниками которых служат разрядные процессы в облаках.

Грозы излучают радиоволны, фиксируемые современными приборами, в диапазоне от ОНЧ до СВЧ частот [41]. Максимум амплитуд излучения сильноточных компонентов молний (главный разряд, лидер) приходится на

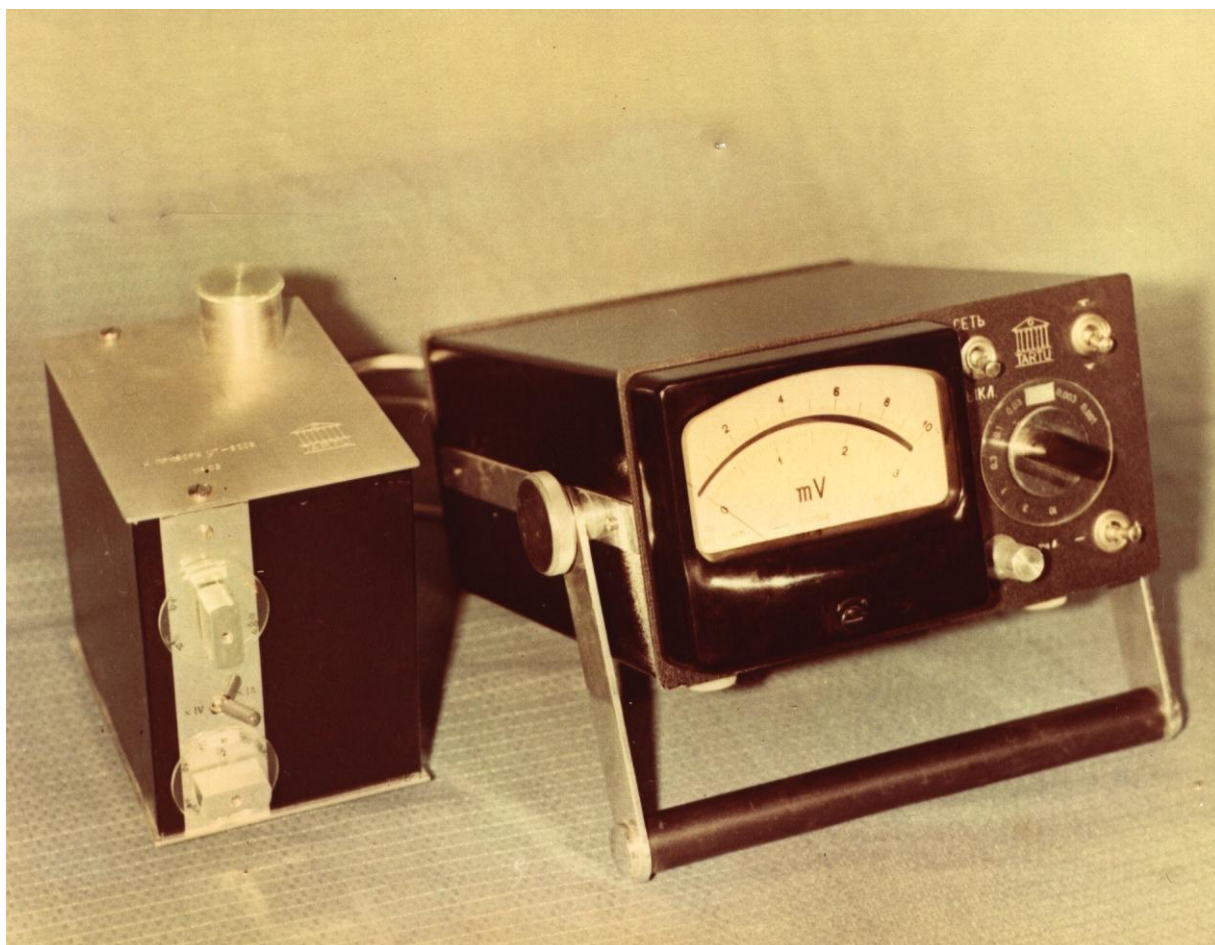


Рисунок 1.3 - Измерители электрических зарядов, разделяющихся при замерзании капель воды и росте града. Разработка ТГУ и ВГИ

НЧ диапазон. С повышением частоты всё больший вклад вносят разрядные процессы меньших геометрических размеров и продолжительности.

Регистрация с помощью антенн изменений напряженности электромагнитного поля у поверхности земли, вызванных атмосферными разрядами, позволяет определять временную структуру молний, а при синхронном измерении некоторых других характеристик грозовой деятельности - амплитуду токов и количество электричества, нейтрализуемого импульсами этих токов в главноканальных стадиях молний.

Напряженность электрического поля E можно определить, измерив заряд, стекающий с проводника (антенны), экспонированного в этом поле при его изменениях [78]. Метод позволяет регистрировать импульсы напряженности с весьма малой длительностью фронта (до 10^{-9} с). При регистрации импульсов длительностью порядка десятых долей секунды появляется погрешность за счет утечки в землю заряда через входное сопротивление регистрирующего прибора и через изоляцию антенны [16].

Метод с измерительной секцией может быть применен и для измерения напряженности медленно меняющихся или даже постоянных полей, если осуществить искусственную модуляцию потока вектора напряженности [78]. Например, в приборах, носящих название «флюксметр», модуляция обеспечивается перекрытием измерительной секции заземленным металлическим экраном при его вращении. В флюксметрах удается получать временное разрешение изменения E порядка долей миллисекунды [16].

Измеряя напряженность электрического поля на восьми или более территориально разнесенных пунктах наблюдений, можно определить координаты центров и величины основных зарядов грозового облака, представленного в виде электрического диполя, если на измерения не влияет сразу несколько облаков. При измерении изменения E , вызываемого молнией, число пунктов уменьшается до семи, поскольку напряженность в этом случае зависит только от величины движущегося заряда. Если молниевый разряд ориентирован вертикально, для решения обратной задачи

- отыскания параметров источника поля по его характеристикам - достаточно трех пунктов [78]. Для исследования электрической структуры облака и ее изменения при развитии молнии применяются также методы непосредственного измерения напряженности полей в облаках с помощью полемеров, установленных на ракетах, аэростатах и самолетах [54,67,84,92]. При этом часто параллельно производятся измерения зарядов облачных частиц и частиц осадков, их размеров, фазового состояния и концентрации [95,103].

Для исследования характеристик грозовой деятельности естественно эволюционирующих и подвергаемых искусственному воздействию облаков привлекаются также радиоприемные устройства, разрабатываемые в целях использования в службах грозооповещения и молниезащиты. Последние включают в себя системы грозооповещения и местоопределения грозových очагов.

К системам грозооповещения относятся наиболее простые и обладающие, как правило, невысокими точностными характеристиками устройства регистрации числа грозových разрядов в заданном радиусе от пункта наблюдений или в заданном секторе (секторах). Это и грозоуказатели, включающие однопунктные грозопеленгаторы типа ПАГ-1 с однопороговым ограничителем дальности [21], грозоуказатели с фиксированным числом секторов обзора грозовой деятельности [35], панорамный регистратор гроз [36,118] с одним порогом ограничения дальности, и грозорегистраторы, включающие однопороговые счетчики грозových разрядов, например, ПРГ [51], счетчики Пирса-Гоулда и их аналоги [53,111,112], и анализаторы грозоопасности - многопороговые грозорегистраторы, например, амплитудный анализатор [50,52], и устройства для отдельной регистрации наземных и облачных разрядов [13,22,25,63]. Вышеперечисленные устройства используются для получения климатических и физико-географических характеристик грозовой деятельности, а также для определения временной изменчивости грозовой деятельности в их радиусе

действия.

Системы местоопределения грозовых очагов объединяют пеленгационные и дальномерные многопороговые системы, такие как амплитудные, амплитудно-импульсные, фазо-импульсные, амплитудно-фазовые и фазовые грозопеленгаторы-дальномеры (ГПД) [48]. Созданы промышленные приборы такого класса – «Очаг-2П» [20] в России и «Штормоскоп» [117] в США. Основным назначением этих систем является оперативное определение положения грозовых очагов на фоне облачных полей и получение информации об интенсивности их разрядной деятельности.

Более высокими по сравнению с системами грозооповещения и местоопределения грозовых очагов точностными характеристиками обладают системы местоопределения грозовых разрядов. Как правило, они многопунктные-амплитудные, разностно-дальномерные [48,85,114] и пеленгационные [48,116]. Все эти системы могут применяться в узко- и широкополосных вариантах, в различных частотных диапазонах, в зависимости от решаемых с помощью них задач.

С использованием УКВ-излучения в последние годы получены экспериментальные данные о расположении разряда и его отдельных компонентов в грозовом облаке [85,116]. Для каждого из принимаемых импульсов излучения определялись координаты его источников при помощи многопунктных разностно-дальномерных [85] или пеленгационных [116] систем. Системы УКВ - картирования молний позволили определить высоты возбуждения разрядов, их протяженность, пространственное положение различных компонентов разряда, оценить скорости распространения разрядов на отдельных стадиях.

Для исследования спектральных и временных характеристик слабotoчных разрядных явлений и молний, их изменчивости от стадии развития грозовых процессов используются наборы калиброванных радиоприемников в диапазоне от ОНЧ до СВЧ частот [41,99,125].

После обнаружения возможности регистрации эхо-сигналов молний с помощью радиолокационных станций (РЛС) [106] в области экспериментального исследования грозовых облаков наряду с пассивными радиотехническими средствами стали широко применяться РЛС метрового и дециметрового диапазонов длин волн [24,42,73]. Радиолокационные наблюдения молний позволяют наиболее точно определять их координаты из одного пункта, оценить время существования эхо-сигналов молний, эффективные отражающие площади. Одновременное применение РЛС метрового, дециметрового и сантиметрового диапазонов дает возможность получить данные, характеризующие динамику грозовых облаков при естественном развитии и при искусственном воздействии на них.

1.3 Радиотехнический комплекс для исследования гроз и управления активными воздействиями на облака

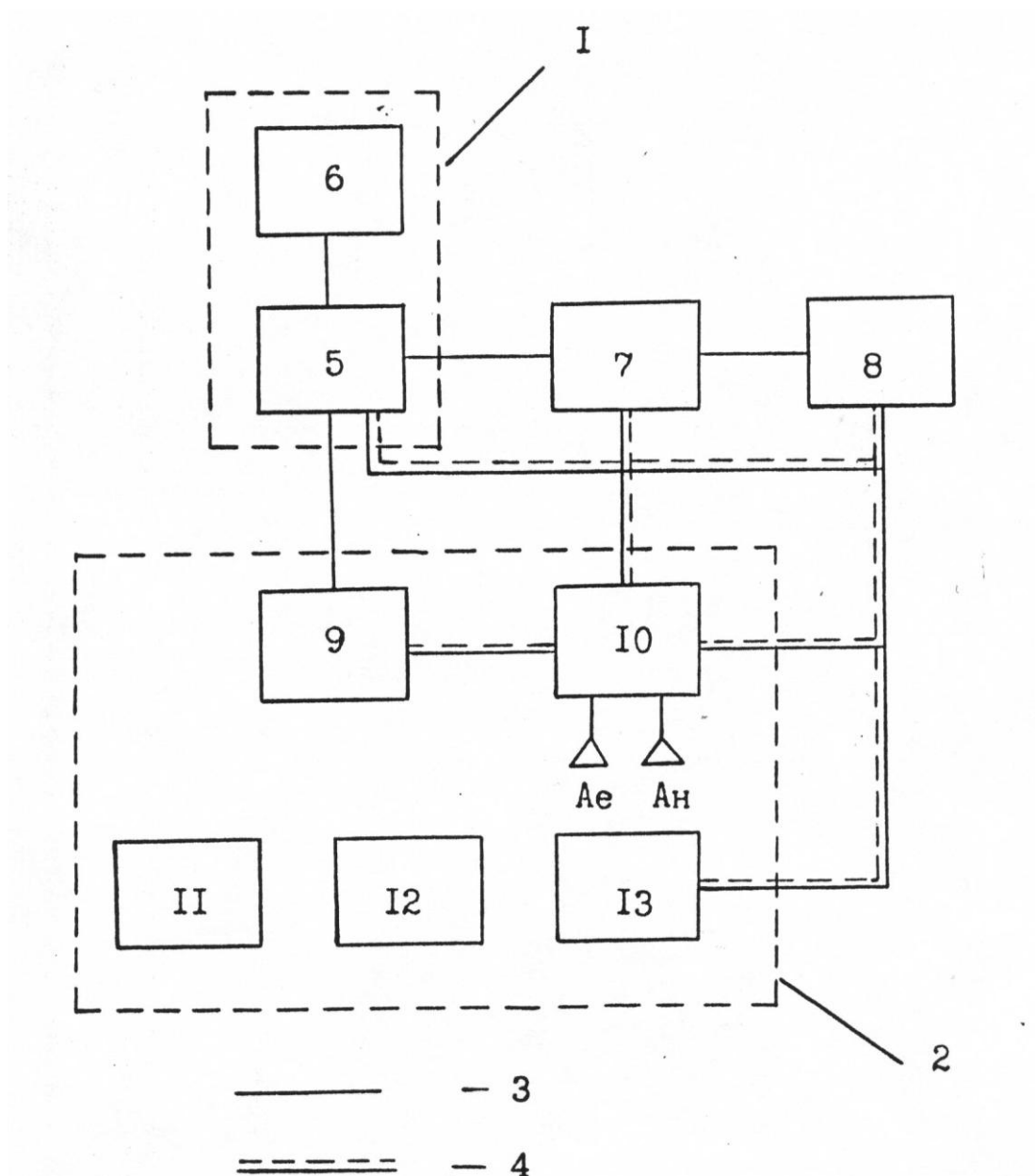
Для проведения опытов по исследованию эволюции грозовой деятельности, физических характеристик молниевых разрядов и возможности регулирования электрического состояния облаков создан комплекс радиотехнических средств (КРТС), являющийся составной частью метеорологического полигона ВГИ. Создание полигона позволило при наблюдениях за грозовыми явлениями дополнительно использовать одновременно получаемые с помощью многоволновых некогерентных радиолокационных станций, аппаратуры шаропилотного зондирования атмосферы и наземной осадкомерной сети данные о макро- и микроструктуре облаков, виде выпадающих из них осадков, температурной стратификации, влагосодержании и режиме ветра в атмосфере.

В состав измерительного комплекса входят следующие штатные, а также оригинальные, разработанные в лаборатории грозового электричества Высокогорного геофизического института установки и приборы

(рисунок 1.4): радиолокационные станции (РЛС) МРЛ-2П, П-12, РЛС_{дм}; грозорегистратор ПРГ-100; автоматический грозопеленгатор-дальномер (АГПД) «Очаг-2П»; измеритель параметров пакетов импульсов электромагнитного излучения (ЭМИ) грозовых облаков; система регистрации напряженности электромагнитного поля (ЭМП) молнии; устройство для раздельной регистрации наземных и облачных разрядов; вспомогательная аппаратура регистрации и обработки информации; система громкоговорящей связи, УКВ-радиостанции Р-111, Р-105.

1.3.1 Радиолокаторы гроз

Метеорологическая радиолокационная станция МРЛ-2П, работающая на длине волны 3,2 см, представляет собой специализированный радиолокатор штормового оповещения и предназначена для обнаружения и определения местоположения очагов гроз и ливневых осадков в радиусе 300 км, направления и скорости их перемещения, измерения параметров пространственно-временной структуры радиоэхо метеорологических целей. В составе комплекса используется для наведения других установок на объект исследований, а также для выработки команд огневым точкам при проведении активных воздействий на облака с целью регулирования их грозовой деятельности. Сведения о тактико-технических характеристиках, производстве наблюдений и применении информации с МРЛ-2П в системах штормооповещения, градозащиты и при исследовании гроз подробно изложены в [68,69,73]. РЛС МРЛ-2П снабжена устройством ступенчатого изоэхо измерения отражаемости облаков с интервалом 6 дБ (точность градуировки $\pm 1,5$ дБ) и позволяет осуществлять фотографирование экранов индикаторов кругового обзора (ИКО) и дальность-высота (ИДВ) с помощью фотоприставок.



Обозначения:

- 1 – КП; 2 - пункт синхронной регистрации; 3 - телефонная связь;
- 4 – каналы передачи информации; 5 - РЛС МРЛ-2П; 6 – радиостанция Р-111;
- 7 - РЛС П-12, 8 – РЛС_{дм} ; 9 - АГПД «Очаг-2П»;
- 10 - система регистрации напряженности ЭМП молний; 11 -ПРГ-100;
- 12 – устройство для раздельной регистрации наземных и облачных разрядов;
- 13 - измеритель параметров пакетов ЭМИ

Рисунок 1.4 - Блок-схема измерительного комплекса для исследования гроз и управления активными воздействиями

Минимальная радиолокационная отражаемость η (Z) метеообъекта, обнаруживаемого с помощью МРЛ-2П, при изменении расстояния между целью и РЛС от 5 до 100 км меняется от $3 \cdot 10^{-14} \text{ см}^{-1}$ ($0,01 \text{ мм}^6/\text{м}^3$) до 10^{-11} см^{-1} ($4 \text{ мм}^6/\text{м}^3$). РЛС МРЛ-2П ежегодно калибруется с помощью стандартной мишени, осуществляется текущий контроль постоянства потенциала станции, проверка правильности горизонтирования и ориентирования.

В операторной кабине находится командный пункт (КП) КРТС. С КП в ходе эксперимента осуществляется управление установками комплекса и пунктами воздействия, а также координация действий с другими подразделениями метеорологического полигона ВГИ, авиаслужбами для обеспечения безопасности полетов при проведении активных воздействий и военизированными службами по борьбе с градом (ВСБГ).

Для организации внутренней связи между установками комплекса предназначена система громкоговорящей связи. Внешняя связь осуществляется с помощью УКВ радиостанций Р-111 и Р-105, обеспечивающих уверенный прием на расстоянии до 50 км.

Известно, что с помощью радиолокационных станций возможно обнаружение грозовых облаков и разрядов, возникающих в них [56,65,72]. Молниевые каналы рассматриваются как плазменные цели. Вероятность и дальность обнаружения, а также время существования принимаемого отраженного сигнала зависит от технических параметров РЛС и таких факторов, как концентрация ионов в плазме канала разряда, его ориентация в пространстве и местоположение относительно облачной среды. Оказывается, что с увеличением длины волны более отражающими, чем гидрометеоры, становятся каналы грозовых разрядов. При этом длительность существования эхо-сигнала от молнии также возрастает. Если в дециметровом диапазоне радиоволн на обнаружение молний еще оказывают маскирующее влияние зоны радиоэхо облаков и осадков с большой отражаемостью, то в метровом диапазоне молниевые разряды регистрируются гораздо увереннее, а отражение от грозовых облаков, за

редким исключением, практически отсутствует. В настоящее время не существует РЛС дециметрового (РЛС_{дм}) и метрового диапазонов, специально предназначенных для обнаружения грозовых облаков и разрядов, возникающих в них. Для этих целей используются станции обнаружения самолетов. Применяемые в составе КРТС РЛС П-12 и РЛС_{дм} используются для приема отраженных радиолокационных сигналов от ионизированных каналов молний в активном режиме и сигналов ЭМИ облаков в пассивном режиме. В таблице 1.1 приведены некоторые тактико-технические характеристики этих РЛС. Сведения об исследовании точностных и информативных характеристик РЛС П-12 и РЛС_{дм}, используемых для обнаружения грозовых разрядов, измерения координат и параметров их радиоэхо, а также параметров их собственного ЭМИ, приводятся в [73]. При теоретических оценках возможности радиолокационного обнаружения молнии используется отношение сигнал/шум.

$$q_m = \frac{P_m}{m_1 P_{ui} + m_2 P_0 + m_3 P_u}, \quad (1.1)$$

где P_m - мощности полезного эхо-сигнала от молнии;

P_0 - от облаков и осадков;

P_u - собственного радиоизлучения молнии;

$P_{ш}$ - мощность внутренних шумов приемника;

m_1, m_2, m_3 - коэффициенты, зависящие от статистических характеристик шумовых сигналов и эхо-сигналов от облака и осадков.

Для МРЛ-2П q_m за 0,06 с падает с 3 до 10^{-11} , вследствие чего с помощью этой РЛС молнии практически не обнаруживаются. С помощью РЛС П-12 и РЛС_{дм} молнии уверенно обнаруживаются на расстоянии до 150 км.

Таблица 1.1 - Некоторые ТТД РЛС П-12 и РЛС_{дм}

№№ пп	Наименование характеристик	П-12	РЛС _{дм}
1.	Длина волны, м	2	0,35
2.	Мощность излучения в импульсе, кВт	180	270
3.	Длительность зондирующего импульса, мкс	6	2
4.	Частота повторения зондирующих импульсов, Гц	345	570
5.	Ширина полосы пропускания приемника, кГц	300	830
6.	Чувствительность приемного тракта, Вт	10^{-13}	$3 \cdot 10^{-14}$
7.	Ширина диаграммы направленности по половинной мощности, град. а) в горизонтальной плоскости б) в вертикальной плоскости	12 30	4,5 22
8.	Коэффициент направленного действия антенны	-	360

Погрешность определения расстояния до молнии с учетом отличия реальной скорости распространения радиоволн от их скорости в стандартной атмосфере, возможного несоответствия полосы пропускания приемного тракта РЛС длительности зондирующего импульса, предельной точности используемого индикатора РЛС, зависящей от ошибок измерения расстояния по элементарной отметке, а также от ошибок отсчета, обуславливаемых формой и размерами реальной цели, не превышает 1,8 км. Минимальная разрешающая способность по дальности, зависящая от длительности зондирующего импульса, времени роста и спада сигнала, а также от времени перемещения луча на расстояние, равное диаметру рисуемого пятна, в радиусе 100 км для РЛС П-12 и РЛС_{дм} составляет 1,9 и 1 км, соответственно. Так как радиоэхо молнии представляет собой кратковременный сигнал (менее 1 с), отсчет угловых координат молнии целесообразно производить, когда антенна стоит на определенном азимуте с погрешностью, определяемой ошибками измерения угловых координат элементарной

отметки и изображения реальной цели. Погрешность определения угловых координат РЛС П-12 и РЛС_{дм} на расстояниях 25, 50 и 100 км составляет 6,28° и 3,08°; 6,28° и 2,78°; 6,15° и 2,65°, соответственно. Разрешающая способность РЛС в азимутальной плоскости определяется шириной луча РЛС и размером электронной отметки на данном расстоянии.

Значения разрешающих способностей по азимуту для РЛС П-12 и РЛС_{дм} на расстояниях 25, 50 и 100 км составляют 14,5° и 7,5°; 12,7° и 5,7°; 11,9° и 4,9°, соответственно. В ходе эксперимента операторами РЛС с индикаторов типа А и ИКО визуально осуществлялась непрерывная регистрация во времени координат молниевых разрядов, а также счет числа эхо-сигналов от молний и пакетов импульсов их собственного ЭМИ в минуту. Кроме того, информация, поступающая с выходов приемников РЛС, записывалась на магнитофоны в диапазоне частот 0-20 кГц. Периодически, кинокамерой со скоростью 10-20 кадров в секунду производилось фотографирование индикатора типа А (рисунок 1.5). С киноплёнки снималась информация о дальности до ионизированного канала молнии, длине его проекции на наклонную дальность, длительности существования эхо-сигнала молнии и пакетов импульсов ее собственного ЭМИ с разрешающей способностью 0,05- 0,1 с. При синхронной работе РЛС П-12 в активном режиме и РЛС_{дм} в пассивном режиме видеосигналы с выходов их приемников поступают на двухлучевой осциллограф, работающий в режиме ждущей развертки, с экрана которого производится съемка фотокамерой ФОР-1, запускаемой устройством «Молния-1» [10], срабатывающим от переднего фронта видеоимпульсов ЭМИ, поступающих с выхода приемника РЛС_{дм}. При последующей обработке фотоплёнки с нее снимаются данные о времени существования «предгрозового» радиоизлучения (промежуток времени между приходом первого радиоимпульса от исследуемого облака и первого отраженного сигнала от ионизированного канала молнии), о принадлежности ЭМИ молниевым разрядам или иным процессам, происходящим в облаках.

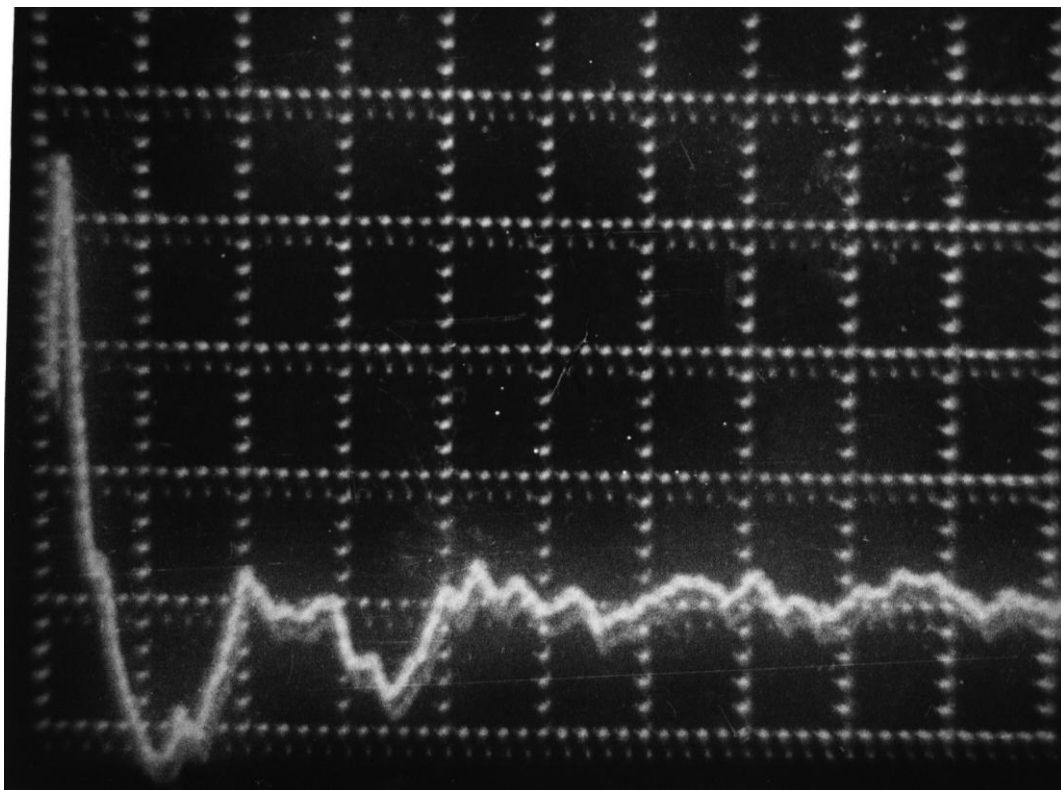


Рисунок 1.5 - Фотография экрана индикатора типа А РЛС П-12.
Одно деление соответствует 10 мкс

В районе работ были проведены исследования временных характеристик эхо-сигналов от ионизированных каналов молний в метровом диапазоне радиоволн. При этом особое внимание уделялось выяснению зависимости длительности существования эхо-сигналов $\tau_{\text{рлс}}$ от расстояния между РЛС П-12 и наблюдаемым с помощью нее грозovým разрядом.

На основе анализа экспериментальных данных получены статистические распределения повторяемости $\tau_{\text{рлс}}$ для различных расстояний. Их характеристики представлены в таблице 1.2.

Таблица 1.2 - Характеристики распределений повторяемости длительности эхо-сигнала молнии для различных расстояний

Диапазон расстояния, км	Количество регистраций	Математическое ожидание, мс	Стандартное отклонение, мс
10 - 30	85	280	210
30 - 50	315	280	170
50-80	308	240	170
80 -100	185	250	170
10 -100	893	260	170

Как оказалось, длительность эхо-сигнала существенно уменьшается с удалением РЛС от молнии, что, как и в случае собственного ЭМИ разрядных процессов, связано с уменьшением амплитуды эхо-сигнала при распространении его над земной поверхностью и, следовательно, меньшей вероятностью его регистрации приемником определенной чувствительности. Выявленный эффект, ранее считавшийся несущественным для расстояний менее 100 км, следует учитывать при оценке контроля эффективности активных воздействий, чтобы естественное уменьшение $\tau_{\text{рлс}}$ при удалении облака от пункта наблюдений не было ошибочно оценено как положительный результат проводимого на это облако воздействия. Для построенного по достаточно большому количеству измерений

статистического распределения повторяемости $\tau_{\text{рлс}}$, представленного на рисунке 1.6, с помощью метода моментов были найдены аппроксимации теоретическими законами распределения. Как показала проверка по критерию согласия χ -квадрат, оптимальным для описания оказалось гамма-распределение с плотностью

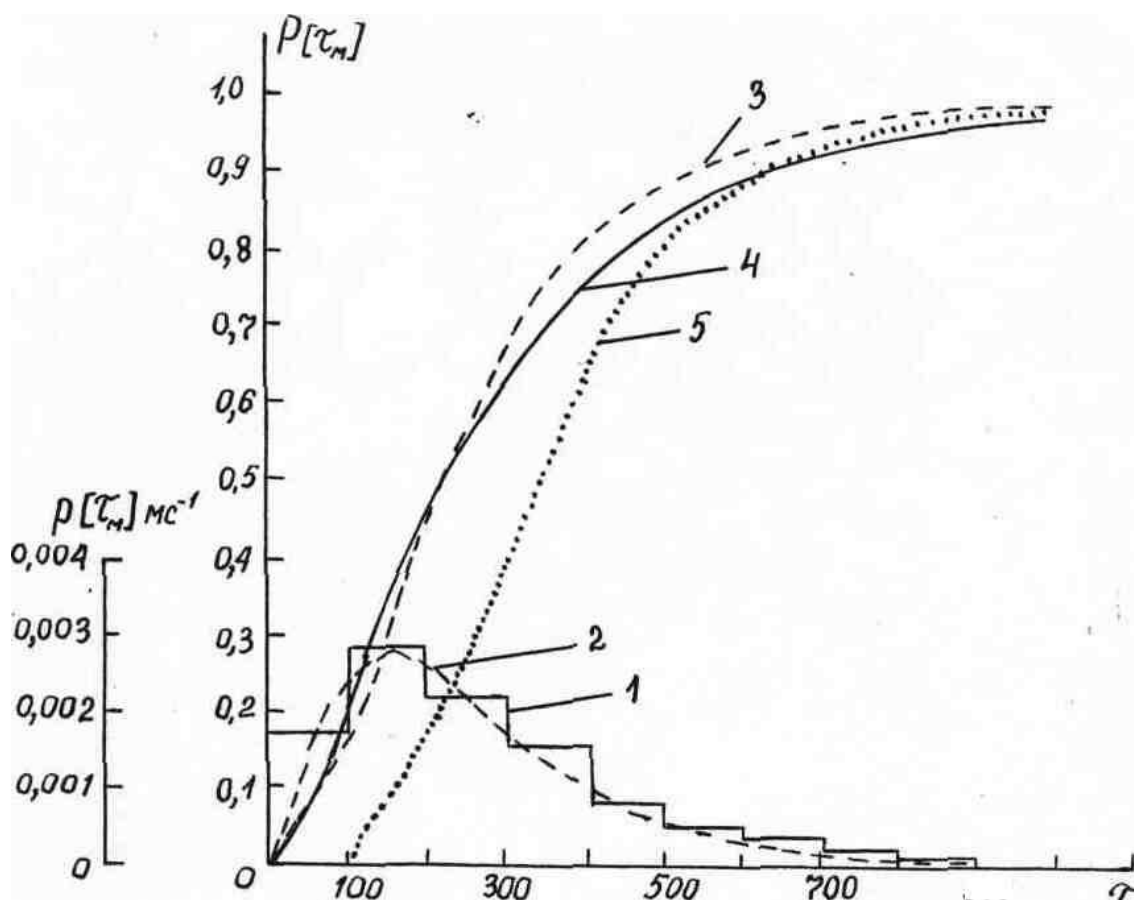
$$f(\tau_{\text{рлс}}) = 111,1(\tau_{\text{рлс}}/\tau_0)^{1,24} \exp[-8,62(\tau_{\text{рлс}}/\tau_0)], \quad (1.2)$$

где $\tau_0 = 1$ с.

Довольно неплохо частотное распределение аппроксимируется и логарифмически-нормальным законом, что, как показано в главе 4, будет существенным при оценке эффекта воздействия. На рисунке 1.6 приведены полученные в ходе эксперимента, а также взятые для сравнения из различных литературных источников [48,117] интегральные распределения $\tau_{\text{рлс}}$ в метровом диапазоне радиоволн. Наше распределение $\tau_{\text{рлс}}$ имеет вид, сходный с распределением, полученным учеными ЛГМИ в Алазанской долине Восточной Грузии, и несколько отличается от распределения, полученного в ГГО (Ленинградская область). Это отличие легко объясняется широтной зависимостью геометрических и энергетических характеристик молний.

1.3.2 Измеритель параметров пакетов импульсов электромагнитного излучения грозовых облаков

Регистрация параметров ЭМИ разрядных явлений сильно затруднена из-за того, что разряд представляет собой короткий по длительности и случайный во времени процесс. Поэтому нами разработан прибор для автоматического измерения параметров пакетов импульсов, получаемых на выходе радиоприемных устройств метрового и дециметрового диапазонов длин волн при электромагнитных возмущениях в атмосфере, вызываемых разрядными явлениями в облаках (рисунок 1.7) [7].



Обозначения:

1, 2 и 3 - полученные нами гистограммы повторяемости, функция плотности гамма-распределения и интегральное распределение, соответственно;
 4 и 5 - интегральные распределения, взятые из работ [117] и [48], соответственно

Рисунок 1.6 - Распределения вероятности длительности $\tau_{\text{рлс}}$ эхо-сигнала от канала молнии в метровом диапазоне радиоволн



Рисунок 1.7 - Внешний вид измерителя импульсно-временных характеристик радиоизлучения грозовых облаков

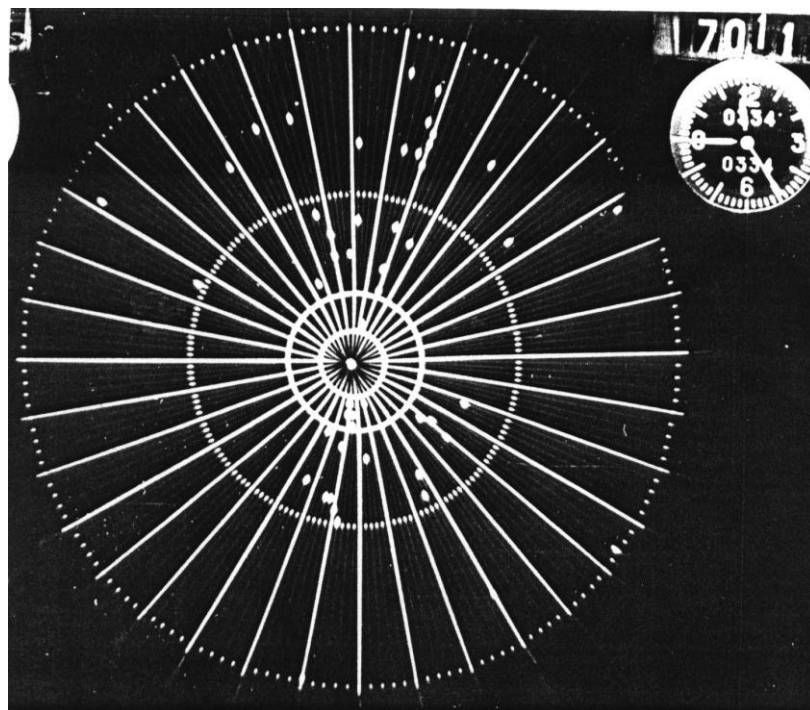
За пакет принята серия из A и более импульсов, пауза между которыми меньше 1 мс, а временной интервал между последним импульсом этой серии и первым импульсом последующей серии больше или равен C . Значения A можно изменять в пределах от 10 до 9999 импульсов с дискретностью в один импульс, C - от 1 до 1000 мс. При максимальной (минимальной) длительности одного импульса в пакете 1 (0,05) мс и длительности временного интервала между пакетами не менее 25 мс при средней длительности пакета в 120 мс прибор обеспечивает: измерение количества пакетов в пределах от 1 до 99999 с точностью ± 1 пакет; измерение длительности каждого пакета в пределах от 5,0 до 9999,9 мс с точностью $\pm 0,2$ %; измерение числа импульсов в каждом пакете в пределах от 10 до 9999 с точностью ± 5 импульсов; измерение времени прихода заднего фронта каждого пакета относительно начала отсчета до 9 ч 59 мин 59 с 999 мс с точностью ± 1 мс. Вся информация, получаемая в процессе измерения параметров пакетов, выводится на цифropечатающее устройство (ЦПУ). Полный объем информации о пакете импульсов содержит 22 десятичных разряда. Ввиду того, что прибор обеспечивает значительную скорость измерения (400-500 пакетов в минуту), а быстродействие ЦПУ составляет 30 16-разрядных строк в секунду, в прибор введена оперативная память, состоящая из двух страниц, каждая объемом в 16 22-разрядных двоично-десятичных слова. Если запись информации производится в одну из страниц памяти, то считывание информации производится из другой страницы, и наоборот. В составе КРТС измеритель использовался совместно с РЛС_{дм}, работающей в пассивном режиме.

1.3.3 Радиопеленгаторы-дальномеры гроз

Применение РЛС, являющихся высокоточными и чувствительными инструментами для определения координат и параметров молниевых разрядов, не обеспечивает получения общей картины грозовой деятельности

в месте проведения эксперимента, что связано с направленными свойствами и малой относительно времени существования молнии скоростью сканирования по азимуту их антенн. Поэтому в составе КРТС в качестве индикатора гроз на территории района работ использовался полупроводниковый регистратор гроз (ПРГ-100) с резонансной частотой приемного тракта 60 кГц и с радиусом действия порядка 100 км. Вероятность регистрации грозовых разрядов на удалении менее 100 км от места установки прибора составляет 85 %, более 100 км – 25 % [48]. Такие разряды ошибочно будут идентифицированы, как произошедшие внутри стокилометрового круга.

При определении интегральной грозовой деятельности над территорией района работ путем прямых визуальных наблюдений и с помощью счетчиков разрядов нельзя с большой точностью выявить местоположение грозовых очагов, надежно разделить разрядные процессы на наземные и облачные. В этом плане качественно новым инструментом является наиболее совершенный из выпускаемых промышленностью образцов АГПД «Очаг-2П», предназначенный для локализации грозовых очагов из одного пункта путем регистрации ЭМИ, сопровождающего молниевые разряды. Используемый в составе комплекса с 1981 г. АГПД «Очаг-2П» состоит из амплитудного пеленгатора (АП), амплитудного дальномера (АД) и импульсного Е-Н дальномера (ИД), принцип работы которого основан на раздельном анализе электрической и магнитной составляющих поля в ближней зоне. Координаты молниевых разрядов отображаются на экране индикатора с памятью в полярной системе координат, в которой направление на источник ЭМИ молниевых разряда определяется азимутальным углом с точностью не хуже $\pm 4^0$ - максимальная погрешность от имитатора (рисунок 1.8 а). Дальность определяется в двух масштабах - от 15 до 100 км с максимальной погрешностью от имитатора ± 3 км ± 15 % измеряемой дальности, и от 0 до 420 км по градациям 0 - 30, 30 - 75, 75 - 200, 200 - 420 км дискретно с точностью до градации.



а)

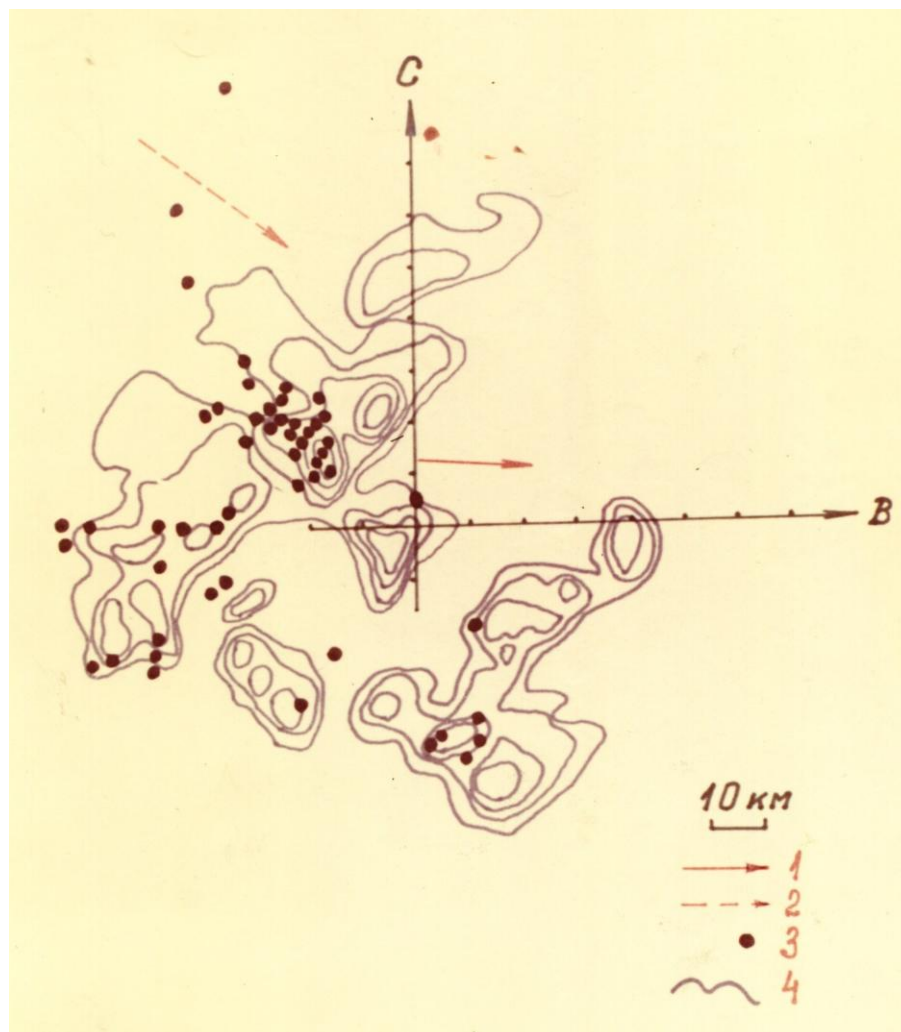


б)

Рисунок 1.8 - Фотография экрана АГПД с координатными точечными засветками от молниевых разрядов (а). Фотография наземного разряда молнии, зафиксированного АГПД (б)

Нами были проведены исследования точностных и информативных характеристик АГПД при локализации с помощью него реальных молниевых разрядов. Фотоизображения экрана АГПД и табло электронных часов совмещались с синхронно полученными изображениями экрана ИКО МРЛ-2П (рисунок 1.9). Анализ 100 опытов показал, что в 95 % случаев АГПД обеспечивает определение местоположения молний в зонах радиоэхо облаков и осадков или за их пределами на удалении менее 10 км, т.е. он является достаточно точным инструментом для определения местоположения грозовых очагов и контроля их перемещения. АГПД также обладает высокими вероятностными характеристиками обнаружения грозового очага (0,92 - 0,96), но регистрирует при этом в нем далеко не каждый разряд.

В районе работ в 1984 г. в пунктах Куба-Таба и Баксан, в 1985 г. в пунктах Баксан, Ардон и Моздок, в 1986 г. в пунктах Кызбурун, Баксан и Нальчик нами совместно с учеными ЛГУ, ГГО (г.Санкт-Петербург) разворачивалась пеленгационная система местоопределения молний (ПСММ). Координаты молниевых разрядов определялись по пересечению пеленгов. Погрешность местоопределения в ПСММ зависит как от точностных характеристик используемых пеленгаторов, так и от взаимного расположения источника излучения и пунктов системы. В каждом из измерительных пунктов на ЦПУ выводились время прихода атмосферика, пеленг и расстояние до источника, полученные с помощью ИД и АД. Вывод сигнала АГПД на табло экрана ИКО РЛС П-12 позволял в последствии проводить сравнение полученных с помощью обеих установок координат молниевых разрядов. Так как определение координат молний возможно по пеленгам из двух пунктов, избыточность системы позволяла осуществлять самоконтроль точности.



Обозначения:

- 1 – направление движения облаков;
- 2 – направление холодного фронта;
- 3 – координаты молниевых разрядов;
- 4 – изолинии радиоэхо облаков

Рисунок 1.9 - Координаты молниевых разрядов на фоне радиоэхо розовых облаков

По данным радиолокационных измерений оказалось, что АГПД в Е-Н режиме работы регистрирует в среднем только 7 % молниевых разрядов, фиксируемых с помощью РЛС метрового и дециметрового диапазонов. Результаты проверки точностных характеристик ИД с помощью РЛС П-12 показали, что максимальная абсолютная ошибка, приходящаяся на интервал расстояний 70-80 км, равна ± 20 км, смещение и стандартное отклонение оценки дальности в масштабе от 15 до 100 км составляют соответственно 0,12 - 0,2 от измеряемой дальности и 2 - 11 км, т.е. погрешность определения расстояния до грозовых разрядов с помощью ИД растет с удалением от пункта наблюдения.

Из 150 измерений координат молниевых разрядов с помощью ПСММ отмечено 22,7 % случаев ошибок одного из пеленгаторов на 180° и 8,6 % случаев, в которых наблюдались значительные выбросы значений стандартного отклонения в интервале от 15 до 45° . В остальных случаях была получена ошибка пеленгации $4,8^\circ$. Наблюдающиеся выбросы от 15 до 45° можно отнести к поляризационным эффектам, обусловленным наклоном излучающего канала молниевых разрядов.

При сопоставлении синхронных измерений дальности до молний, фиксируемых с помощью ИД и восстановленных по данным регистрации ПСММ, отмечается повышение погрешности измерений АГПД с увеличением расстояния, а также наличие ложных срабатываний от грозовых очагов, находящихся на расстояниях более 100 км. Данные ПСММ составляют малую часть по сравнению с данными по координатам молний, полученным с помощью отдельных АГПД. Но, если координаты разрядов по АГПД иногда оказываются за пределами границы радиоэхо конвективной облачности, пересечения пеленгов по ПСММ хорошо попадают внутрь изоконтуров облаков, что подтверждает высокую точность определения местоположения грозовых разрядов с помощью ПСММ, а, значит, и целесообразность ее применения для проверки характеристик однопунктных средств локализации грозовых облаков. Однако, применимость АГПД, а тем

более ПСММ, при контроле эффективности активных воздействия на грозовые процессы сильно ограничивается недостаточно высокими вероятностными характеристиками обнаружения отдельных молниевых и слаботочных разрядов. К преимуществам АГПД и ПСММ следует отнести возможность одновременного контроля обширной рабочей зоны в отличие от РЛС, позволяющей фиксировать практически все разряды, но только в секторе, определяемом шириной ДН ее антенны. Поэтому АГПД и ПСММ использовались в КРТС как средства, дополнительные к радиолокационным.

1.3.4 Система регистрации напряженности электромагнитного поля молнии

С 1983 г. в составе КРТС функционирует созданная нами совместно с учеными АЗНИИЭ (г. Баку) система регистрации быстрых изменений электромагнитного поля, обусловленных главноканальными стадиями грозовых разрядов, с одновременным определением их координат с помощью радиолокационных станций метрового и дециметрового диапазонов длин волн. Структурная схема измерительной аппаратуры представлена на рисунке 1.10.

Регистрация вертикальной составляющей напряженности электрического поля $E(t)$ у поверхности земли производилась путем осциллографирования напряжения $U(t)$ между землей и открытой изолированной антенной, нагруженной на измерительную схему.

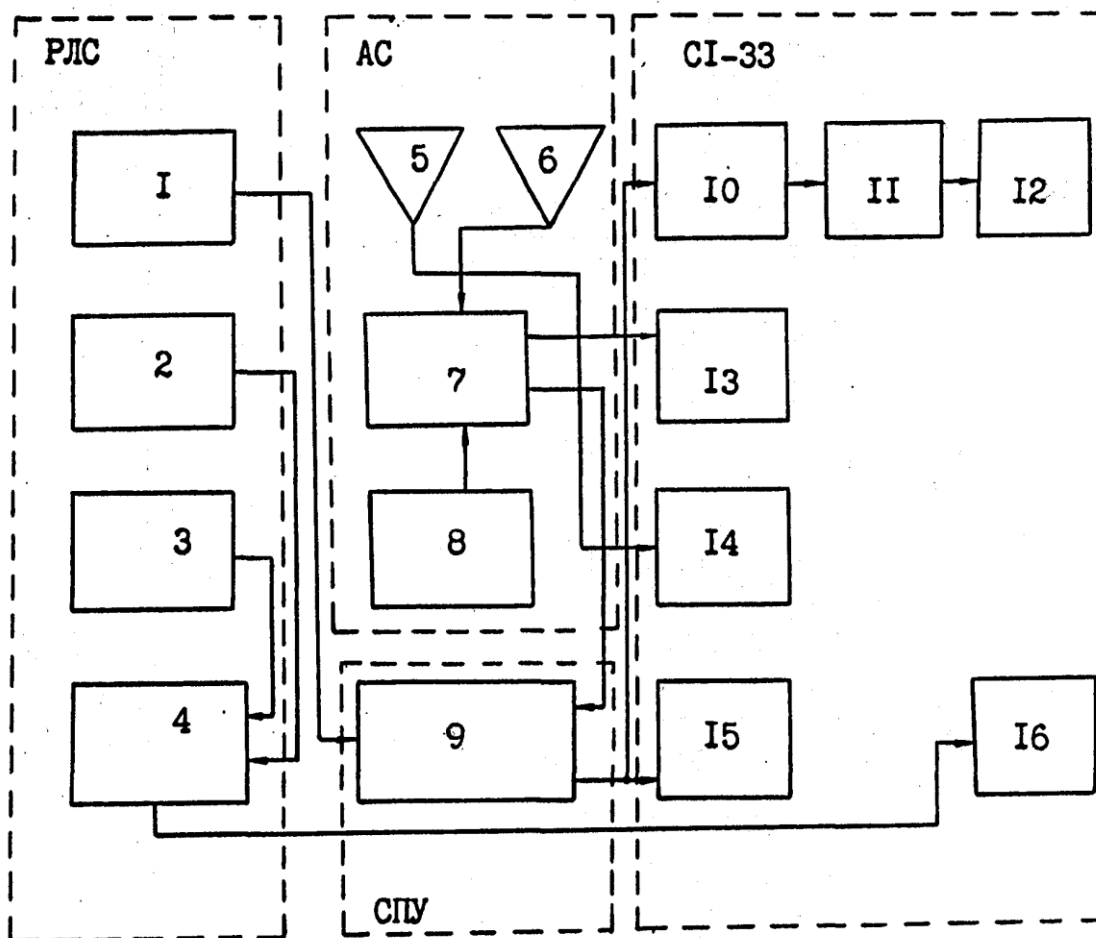
Соотношение, связывающее $E(t)$ и $U(t)$, имеет вид [83]

$$E(t) = \frac{C_a + C_k}{C_a h} u(t), \quad (1.3)$$

где C_a - емкость антенны относительно земли;

C_k - емкость соединительного кабеля антенны с измерительной схемой;

h - высота антенны над землей.



Обозначения:

РЛС – радиолокационная станция; АС – антенная система;

СПУ – согласующее пусковое устройство; С1-33 – осциллограф;

1 – генератор зондирующих сигналов; 2 – усилитель видеосигнала;

3 – генератор меток дальности; 4 – смеситель; 5 – электрическая антенна;

6 – рамочная антенна; 7 – усилитель сигнала; 8 – блок питания;

9 – генератор сигнала; 10 – генератор разверток;

1, 11 – синхронизатор фотокамеры; 12 – фотокамера РФК – 5;

13 – канал 1; 14 – канал 2; 15 – генератор разверток 2; 16 – канал 3.

Рисунок 1.10 - Блок-схема регистрации ЭМП молний с синхронной индикацией отраженного от ее канала радиолокационного сигнала

В качестве антенны был применен круглый металлический диск, удобный в изготовлении, установке и градуировке, а также лишенный недостатков, обусловленных коронированием и направленностью. Антенна диаметром 50 см, края которой были изогнуты во избежание краевого эффекта, устанавливалась на высоте 0,5 м над заземленной плоскостью (размеры плоскости много больше размеров антенны) параллельно поверхности земли и перпендикулярно вектору напряженности ЭМП, т.е. вдоль эквипотенциальной линии. Относительная погрешность измерения, в основном, определяемая утечками через входное сопротивление R регистрирующей аппаратуры, равна [16]

$$\Delta_E = \frac{t_p}{RC}, \quad (1.4)$$

где t_p - время регистрации;

C - полная емкость измерительной системы.

В связи с тем, что емкость C , состоящая из емкостей C_k и C_a , равнялась 1450 пФ, а нагрузочное сопротивление - 0,8 МОм, постоянная системы RC оказалась равной 1 мс, что позволило без искажений регистрировать импульсы с длительностями порядка 100-200 мкс, характерными для главноканальных стадий грозовых разрядов. Реакция системы на время нарастания (фронта) импульса, определяемая произведением величин согласующего антенну с соединительным кабелем сопротивления (в данном случае 75 Ом) и емкости системы составила 0,1 мкс, что обеспечило регистрацию без искажения импульса с длительностью фронта 0,3 мкс и более.

Измерение магнитной составляющей напряженности ЭМИ $H(t)$ обычно производится экранированной рамочной или магнитной антеннами. Нами была применена экранированная рамочная антенна с широкополосным усилителем (полоса частот 1 МГц), имеющая следующие характеристики;

размер антенны $0,45 \text{ м}^2$ при эффективной площади для 36 витков $7,29 \text{ м}^2$, индуктивность антенны $L_a=2,4 \text{ мГн}$, нагрузка на антенне $R_H = 36 \text{ Ом}$. Для исключения электродвижущей силы в обмотке антенны от переменных токов, наведенных в экране быстро меняющимися электрическими полями, места разреза и точки заземления, а также выводы обмотки произведены на вертикальной оси антенны. При определении H напряжение, наведенное в антенне, должно быть проинтегрировано во времени [16]. С этой целью антенна нагружается на интегрирующее RL звено. В реальных схемах в качестве интегрирующей индуктивности целесообразно использовать собственную индуктивность рамочной антенны, для которой удастся реализовать обмотку с постоянной интегрирования $\tau_u = 10^{-2} - 10^{-3} \text{ с}$. Преимуществом RL - интегрирования является возможность регистрации импульсов с фронтами длительностью до 10^{-7} с . При условии $\tau_u = L/R \gg t_c$ падение напряжения на нагрузочном сопротивлении $u(t)$ будет приближенно равно

$$u(t) = \frac{R_H + R_a}{L_a} \mu_o \omega S H(t), \quad (1.5)$$

где t_c - длительность интегрируемого сигнала;

R_a - сопротивление провода антенны;

μ_o - магнитная проницаемость воздуха;

w - число витков антенны;

S - площадь сечения витка.

Относительная погрешность интегрирования оценивается соотношением

$$\Delta_H = \frac{t_c}{\tau_u} = \frac{t_c (R_H + R_a)}{L_a} \quad (1.6)$$

По первичным градуировочным характеристикам 2В на выходе антенны

соответствовали 3 А/м напряженности магнитного поля в месте установки антенны. Напряженность магнитного поля является векторной величиной. Поэтому для точного ее определения необходимо выполнить измерения тремя взаимно перпендикулярными антеннами. При исследовании разрядов на землю, если известно направление на разряд, можно обойтись одной антенной. В наших измерениях направление на разряд определялось с помощью радиолокатора. С целью уменьшения влияния окружающих заземленных объектов на ЭМП около антенн они были удалены от места регистрации на расстояние 20 м и установлены на подставках на уровне от земли порядка 0,7 м, чтобы устранить влияние растительности. Расстояние между антеннами составляло около 4 м. Погрешность измерений напряженности ЭМП, обусловленная погрешностями в системе калибровки и в расшифровке данных, полученных при фоторегистрации экрана осциллографа, составила 15 %.

Для определения расстояния до канала молнии использовалась РЛС П-12. Сигналы с измерительных антенн и выхода РЛС подавались на пятиканальный осциллограф С1-33, с экрана которого осуществлялась фоторегистрация информации камерой РФК-5. В процессе эксплуатации схемы измерения оказалось, что зондирующий сигнал РЛС воздействует на приемные антенны как регулярная помеха, превышающая уровень нерегулярного полезного сигнала, которым является ЭМП молнии. Поэтому была разработана схема управления и синхронизации радиолокатора с регистрирующей аппаратурой, работающая на принципе сравнения опорного сигнала, с зондирующим сигналом РЛС. При индуцировании на антенне импульса с длительностью зондирующего сигнала 6 мкс схема запирает вход генератора развертки осциллографа. Этим обеспечивается запуск генератора развертки от импульсов ЭМП молний, длительность которых обычно больше 10 мкс. Конструктивно схема представляет собой генератор прямоугольных сигналов с частотой, равной частоте посылок зондирующих сигналов РЛС и длительностью импульса 6 мкс.

Типичные картины осциллограмм импульсов напряженностей ЭМП главноканальных стадий наземных и междуоблачных разрядов и радиолокационного сигнала, отраженного от местных предметов и ионизированного канала молнии, представлены на рисунке 1.11.

1.3.5 Устройство для раздельной регистрации наземных и облачных разрядов молний

Известно, что степень причиняемого грозой ущерба объектам народного хозяйства в большой мере зависит от типа молниевых разрядов. С другой стороны, такая характеристика грозовой деятельности, как соотношение молниевых разрядов на землю и всех атмосферных разрядов, сильно изменяется, как для разных широт, так и для местностей с различной орографией. При оценке эффективности активных воздействий на грозу также очень важно уметь оперативно определять тенденцию изменения этой характеристики. Применяемые в настоящее время для определения суммарного числа разрядов на единицу площади счетчики молний не позволяют получать достоверные данные о поражаемости территорий больших масштабов наземными разрядами. На метеосети в нашей стране для наблюдений за грозами до сих пор используются малорепрезентативные визуально-слуховые методы с радиусом действия до 15 км. Все это предопределило необходимость в создании простого и мобильного устройства для раздельной регистрации наземных и облачных разрядов молний большого радиуса действия.

По результатам совместных оптико-осциллографической (расстояние между источником и пунктом наблюдения от 0 до 15 км) и радиолокационно-осциллографической (от 10 до 100 км) регистрации параметров разрядов молний было установлено, что формы импульсов электрического поля E главноканальных стадий наземных и междуоблачных разрядов существенно

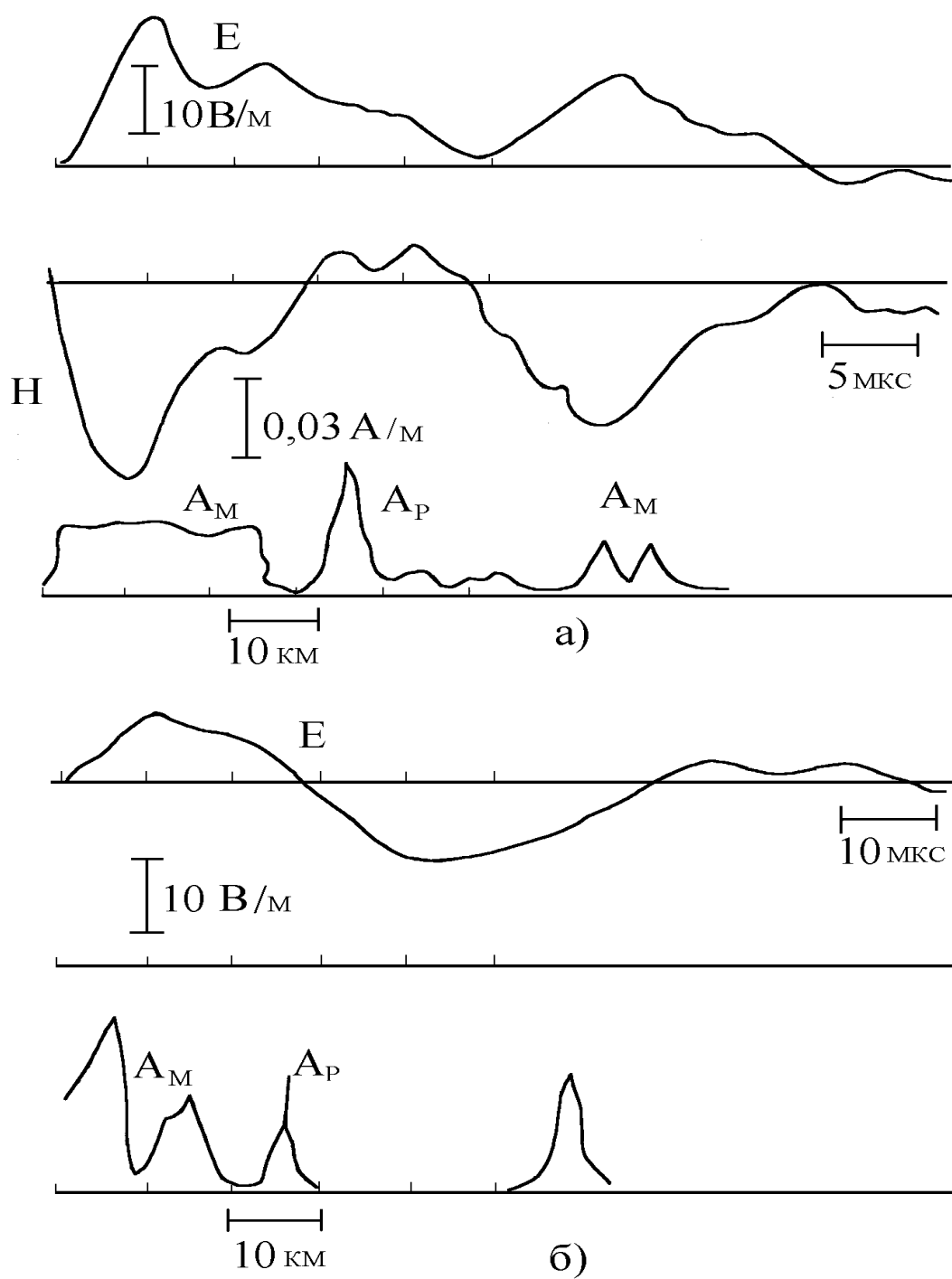


Рисунок 1.11 - Осциллограммы напряженности электрического (E) и магнитного (H) полей для главноканальных стадий наземного (а) и междуоблачного (б) разрядов и радиолокационного сигнала, отраженного от местных предметов (A_M) и ионизированного канала молний (A_P)

отличаются [110]. Как видно из рисунка 1.11, импульсам E наземных разрядов присуща апериодическая форма с четким определением длительности фронта (а). Для междуоблачных разрядов характерен биполярный импульс с пологим фронтом (б). Поэтому в разработанном нами регистраторе был использован алгоритм распознавания типа разряда по форме импульса напряженности электрического поля главноканальной стадии молнии, что по сравнению с известными устройствами аналогичного назначения [13,22,25,63] позволило упростить конструкцию, расширить радиус действия и устранить неопределенности, возникающие при распознавании по разной ориентации каналов, по различным спектрам излучения наземных и облачных разрядов, а также влияние на точность регистрации прозрачности атмосферы.

Был изготовлен и испытан опытный образец грозорегистратора. Испытания проводились по следующей методике. При возникновении грозовой ситуации на территории, ограниченной радиусом 100 км от пункта наблюдений, включались испытываемое устройство и средства испытаний. С помощью АГПД фиксировались данные о координатах молниевых разрядов, произошедших преимущественно на землю в радиусе 420 км. С помощью системы регистрации быстрых изменений ЭМП молнии уточнялся тип зарегистрированного разряда. На РЛС П-12 по эхо-сигналу молнии на выбранном азимуте регистрировались факт возникновения молнии и дальность до нее. С испытываемого устройства при различных порогах срабатывания снималась информация о количестве, типе разрядов и времени их регистрации. Испытания показали, что устройство с высокой степенью точности осуществляет отдельную регистрацию наземных и облачных разрядов на территории радиусом до 100 км. Оптимальный радиус действия устройства составляет 50 км. Вероятность регистрации молниевых разрядов внутри территории с эффективными радиусами действия устройства от 15 до 100 км меняется от 0,85 до 0,94, а за пределами этой территории от 0,25 до 0,08, соответственно. Вероятность правильного определения типа разряда

при изменении эффективного радиуса действия устройства от 15 до 100 км меняется от 0,98 до 0,8.

Устройство для раздельной регистрации наземных и облачных разрядов защищено авторским свидетельством СССР на изобретение [2].

Вышеописанный радиотехнический комплекс дает возможность оперативно получать обширную информацию об электрическом и динамическом состоянии облаков, управлять процессами воздействия и контроля его эффективности.

1.4 Методика исследований грозовой деятельности облаков

Метеорологический полигон ВГИ находится между защищаемыми территориями Куба-Табинского и Урванского противоградových отрядов Северо-Кавказской военизированной службы по борьбе с градом (СК ВС), расположенными с Северо-Запада на Юго-Восток. Расстояние до самых далеких от КП КРТС границ защищаемых территорий не превышает 60 км.

Исследования характеристик грозовой деятельности облаков осуществлялись по нескольким программам. Режим работы КРТС определялся выбором соответствующей программы. Методика проведенного в 1980-84 гг. эксперимента по активным воздействиям на облака с целью регулирования их электрической активности представлена в главе 4. По остальным программам работа КРТС осуществлялась следующим образом. Грозорегистратор ПРГ-100 функционировал круглосуточно, что позволяло производить непрерывный контроль наличия грозowych явлений на территории радиусом 100 км. В 10 ч. 00 мин. с центрального пункта полигона ВГИ «Кызбурун» по радиосвязи принимался прогноз погоды района работ, составленный на основе данных аэрологического зондирования в пунктах Кызбурун (КБР), Минеральные Воды (Ставропольский край), Черкесск (КЧР). Ардон (РСО-А) и синоптических карт. Когда ожидалось образование

и развитие кучевой, мощно-кучевой и кучево-дождевой облачности, включался АГПД «Очаг-2П», и через каждые 30 мин проводился радиолокационный обзор территории в радиусе 300 км с помощью МРЛ-2. При обнаружении в радиусе 100 км зоны радиолокационного отражения конвективной облачности включались все установки и приборы КРТС, между которыми поддерживалась непрерывная двусторонняя телефонная громкоговорящая связь. Антенны установок непрерывно направлялись с КП на максимальную зону радиоэхо облака. С установок и приборов операторами не реже чем через каждые пять минут (время квазистационарного состояния облака) снималась первичная информация. При последующей обработке кино- и фото-материалов, лент ЦПУ снималась оставшая информация о радиолокационных и электрических характеристиках объекта исследований, перечисленных в Разделе 1.3.

За продолжительность грозы принимался промежуток времени между первым и последним молниевыми разрядами, зарегистрированными в течение одних суток в радиусе 100 км с помощью любой из установок и систем КРТС. Обычно для этой цели использовались грозорегистратор ПРГ-100 и АГПД «Очаг-2П». День считался грозовым, если в радиусе 100 км любой из установок КРТС регистрировалось не менее трех молниевых разрядов. Такие меры были приняты, чтобы уменьшить вероятность ошибочного принятия срабатывания установок от промышленных помех за регистрацию грозовых разрядов.

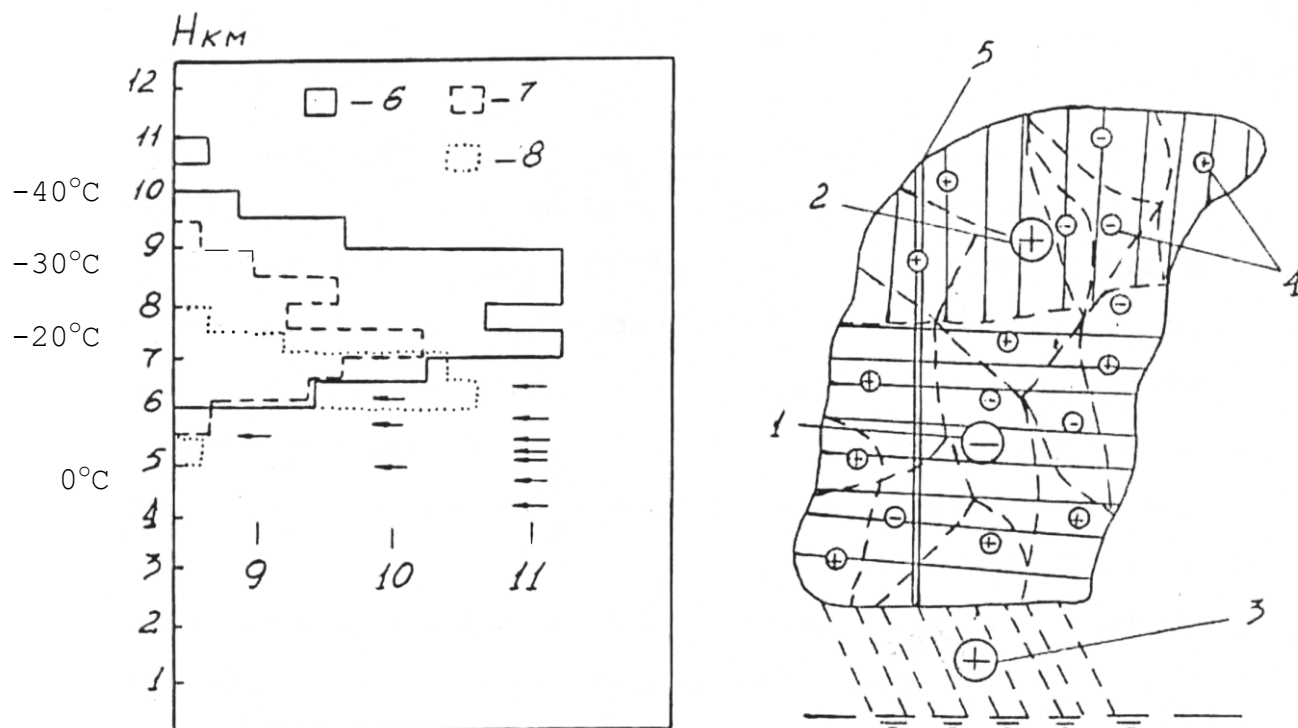
Координация работ проводилась по радиосвязи между КП КРТС для исследования гроз и остальными территориально разнесенными подразделениями метеорологического полигона ВГИ, а также КП Куба-Табинского отряда. Заранее с руководителем эксперимента оговаривалось, по какой из программ («Комплексный градовый эксперимент» или индивидуальные программы по научно-исследовательским темам лаборатории) будут проводиться исследования. При работе по программе «Комплексный градовый эксперимент» на КП КРТС непрерывно сообщались

данные о координатах подвергаемого воздействию облака, времени и месте внесения льдообразующего реагента, и его расходе. Градоопасность и градоносность облаков устанавливались с помощью входящего в состав полигона ВГИ двухволнового радиолокатора МРЛ-5 по известной методике [68]. Время и место выпадения града устанавливались по результатам обработки данных наземной градомерной сети ВГИ и объезда территории района службой контроля противоградовых отрядов. При работе по индивидуальным программам исследования грозовой деятельности объект выбирался на КП КРТС с учетом решаемых в этих программах задач. Наблюдения за отдельными облачными конвективными ячейками осуществлялись таким образом, чтобы проследить во времени эволюцию характеристик их грозовой деятельности и радиолокационных параметров от первого до последнего молниевых разряда.

ГЛАВА 2 ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ

2.1 Строение, электризация грозовых облаков и условия возникновения молний

По результатам наблюдений, включающих шарозондовые, самолетные и ракетные измерения электрических полей внутри облаков [34,55,92,93,109,124], измерения электрического поля заряда, переносимого молнией [97,100,101], и локацию связанных с молнией акустических и СВЧ источников излучения [86,110,115], на современном этапе исследований в физике атмосферного электричества разработана достоверная модель зрелой грозовой облачной конвективной ячейки, представленная на рисунке 2.1 [34]. В стадии развития мощного кучевого облака электрический заряд 3 отсутствует, а заряды 1, 2 и 4 на несколько порядков величины меньше существующих в стадии зрелости. Характерный размер локальных неоднородностей заряда составляет 50 - 200 м. При переходе облака от стадии Cusong к стадии Cb его электрическая структура претерпевает существенные изменения. Изменяется соотношение величин зарядов 1 и 2 (средняя величина 10 - 13 Кл), вследствие чего направление вектора напряженности поля над облаком часто меняется на противоположное, появляется связанный с выпадением осадков положительный заряд 3. Размер локальных неоднородностей заряда в Cb может достигать 400-600 м, резко возрастает величина электрической проводимости внутри облака (10^{-13} - 10^{-12} Ом/м). На самом верху облака находится тонкий слой отрицательных зарядов, называемый экранирующим. Возможно, его происхождение связано с космическими лучами, ионизирующими молекулы воздуха. Независимо от его природы экранирующий слой играет второстепенную роль и не меняет по существу основную трехзарядную структуру облака. В стадии диссипации облака величины основных объемных зарядов 1, 2 и 3 становятся меньше, чем в предшествующей стадии.



Обозначения:

1 и 2 - основные электрические отрицательный и положительный заряды облака; 3 - заряд осадков; 4 - заряд электрических неоднородностей облака; 5 - столб единичного сечения; 6, 7 и 8 - распределения отрицательного заряда по высоте, полученные Якобсоном и Кридером, Крехбилем (1981 г.) и Крехбилем и др. (1979 г.) методом локализации заряда, нейтрализуемого молнией, с помощью сети флюксометров; 9, 10, 11 - высоты центров основных отрицательных зарядов, локализованных методами местоопределения источников СВЧ излучения, акустических источников и прямым зондированием облачной среды с помощью аэростатов и ракет, оснащенных флюксометрами.

Рисунок 2.1 - Статическая модель грозового облака в стадии зрелости [34] и результаты наблюдений по локализации области основного отрицательного облачного заряда [33]

Грозовые облака умеренных широт, в частности на Северном Кавказе, характеризуются большой вертикальной протяженностью и занимают температурные уровни от $+10$ до -45° С. Центр отрицательного заряда, являющегося источником большинства молний, поражающих землю, как видно из рисунка 2.1, расположен примерно на высоте 6 км (температура воздуха около -15° С) в области, где сосуществуют гидрометеоры в различных агрегатных состояниях. Наиболее характерная особенность слоя главного отрицательного заряда заключается в том, что он относительно плоский: его размер по вертикали меньше одного километра, а в горизонтальном направлении он простирается на несколько километров и более. Самые сильные электрические поля в грозовых облаках возникают у верхней и нижней границ основного отрицательно заряженного слоя. Верхняя положительно заряженная область занимает больший объем по сравнению с отрицательно заряженным тонким слоем и может иметь толщину несколько километров, достигая верхней границы самого облака. Величины основных зарядов и расстояния между их центрами сильно варьируют для различных грозовых облаков и имеют тенденцию в среднем возрастать к экватору [33].

Кроме описанных здесь положительно поляризованных грозовых облаков в редких случаях наблюдаются отрицательно поляризованные облака, верхняя часть которых несет отрицательный избыточный заряд [78].

Электрическая структура грозовых облаков обуславливается процессами разноименного заряжения облачных частиц и частиц осадков (мелкомасштабными процессами электризации) с последующим макроскопическим разделением противоположных зарядов воздушными конвективными потоками и падающими в гравитационном поле Земли осадками [123]. С другой стороны, электрическая проводимость воздуха около частиц препятствует накоплению на них заряда, а электрические токи турбулентной диффузии и конвекции препятствуют накоплению зарядов и росту электрических полей в больших объемах облака. Вместе с тем

турбулентность приводит к появлению значительных неоднородностей объемных зарядов. В [33] выведено оценочное выражение для величины заряда Q_0 , учитывающее процессы, как зарядки облака, так и его разрядки,

$$Q_0 = I_3 S \tau \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}} \right), \quad (2.1)$$

где: S - площадь горизонтального сечения активной части облака;

I_3 - ток, создаваемый выпадающими заряженными осадками;

t - время, прошедшее с момента начала зарядки нейтрального облака;

τ - время релаксации,

$$\tau = \frac{\varepsilon}{4\pi(\lambda_{a_{\text{вг}}} + \lambda_{a_{\text{нг}}} + \lambda_0 + 0,1k)}, \quad (2.2)$$

где: $\lambda_{a_{\text{вг}}}$, $\lambda_{a_{\text{нг}}}$ - электропроводность атмосферы на верхних и нижних частях облака;

λ_0 и ε - электропроводность и диэлектрическая проницаемость в активной части облака;

k - среднее значение коэффициента турбулентного перемешивания.

Наиболее интенсивные процессы зарядки гидрометеоров происходят при их переходах в различные агрегатные состояния, а также при захвате ионов, коронировании, соударении, дроблении и слиянии этих гидрометеоров. На процессы зарядки гидрометеоров могут существенно влиять внешние электрические поля. Однако, до настоящего времени существует ряд теорий [78] зарядки облаков за счет конвекционного переноса в них вертикальными движениями воздуха накапливающегося у земли в виде легких ионов объемного заряда. Этот заряд, проходя через облако, оседает на его каплях. В свою очередь накопившийся в облаке заряд за счет образовавшегося электрического поля обуславливает подток зарядов другого знака к границам облака и создает тем самым дипольную

электрическую структуру. Авторы этих теорий считают, что первичным в грозовых облаках является накопление зарядов, а вторичным - образование осадков. В опытах, проведенных с целью выяснения возможностей конвекционного механизма [34], было показано, что величина зарядов облака практически не зависит от его толщины, пока в нем не возникнут крупные капли диаметром 100 мкм и более. В работе Вильямса [123] указывается, что локализация области основного отрицательного заряда на уровнях выше нулевой изотермы является косвенным подтверждением действия механизма электризации, основанного на осадкообразовании, включающего ледяную фазу. Относительно малая толщина и стабильное распределение по высоте областей основного отрицательного заряда необъяснимы конвективными теориями облачной электризации [121,122]. Известно, что наибольшие заряды, переносимые молниями, наблюдались в небольших зимних грозах в Японии [91], характеризовавшихся сильными горизонтальными и средними вертикальными скоростями движения воздуха. С другой стороны, схема заряджения облаков осадками не объясняет наблюдаемой скорости роста величины зарядов ледяной фазы до появления первого молниевых разряда в развивающихся облаках и несовпадения зоны выпадения осадков с зоной генерации молний. Кроме того, существование зависимости между вертикальными движениями воздуха и молниевой активностью говорит о важной роли конвективных движений в крупномасштабном разделении зарядов, хотя и отличной от предсказываемой конвективной теорией.

В работе [96] Иллингвортом был осуществлен анализ различных механизмов электризации отдельных частиц облаков и осадков с целью выявления механизма, способного привести к накоплению значительных зарядов в облаке. На основании ряда его лабораторных работ в содружестве с Латамом им были отвергнуты следующие механизмы разделения заряда:

- 1) при соударении жидких частиц, поскольку уже в умеренных полях наблюдается их стопроцентное слияние;
- 2) при соударении жидких переохлажденных капель с ледяными

частицами, поскольку при этом разделяется очень маленький заряд;

3) при появлении ледяной фазы в замерзающих каплях, поскольку в малых объемах не происходит заметного разделения зарядов между жидкой и твердой фазой;

4) при появлении температурных градиентов по причине низкой эффективности разделения зарядов;

5) индукционный в применении к соударению капель с твердыми частицами, поскольку при этом разделяется очень малый заряд. Действие индукционного механизма в применении к ледяным частицам полностью не отвергается, однако констатируется его слабая эффективность.

К значительному переносу заряда приводит соударение ледяных кристаллов с зернами снежной крупы. Лабораторные исследования, проведенные Латамом и Иллингвортом, Рейнольдсом и Бруком, Такахашаи, а также Саундерсом [98,104,119], показали, что знак заряда крупы, возникающего при ее столкновении с ледяными кристаллами, существенно зависит от температуры. При температуре ниже критической, называемой температурой реверса заряда (от -10 до -20°C), крупе в условиях намерзания на нее переохлажденных капелек сообщается отрицательный заряд. Такое же соударение при более высоких температурах сопровождается положительным зарядением крупы в условиях осаждения водяного пара на ее поверхность. Гипотеза реверса объясняет наличие и величину нижнего положительно заряженного слоя трехразрядной структуры облака. Причиной переноса заряда при соударении крупы с ледяными кристаллами является существование контактной разности потенциалов между их поверхностями.

В то же время микрофизические процессы, которые объяснили бы устойчивую передачу заряда одного знака крупе, равно как и существование температуры реверса заряда, остаются почти совершенно неизвестными.

В соответствии с современными представлениями о строении грозовых облаков Имянитовым [33] были определены физические условия возникновения молний в облаках. Во-первых, необходимо, чтобы в зоне

неоднородности 4 (рис.2.1) размером $10^{-3} - 10^{-1} \text{ км}^3$ сформировались объемные электрические заряды, достаточные для начала возникновения разрядов. Эти заряды обеспечивают существование критической напряженности электрического поля 10^6 В/м , при которой начинается разряд, и энергии около 10^3 Дж . Во-вторых, в достаточно большом объеме облака, не менее $10\text{-}100 \text{ км}^3$, должны наблюдаться заряды 1 и 2 в таком количестве, чтобы поддерживать начавшиеся грозовые разряды. Значения напряженности электрического поля, необходимые для поддержания разряда, 10 В/м . При этом, однако, существует еще много трудностей в объяснении механизмов инициирования и распространения молний, а также сбора зарядов в их каналы в облаках.

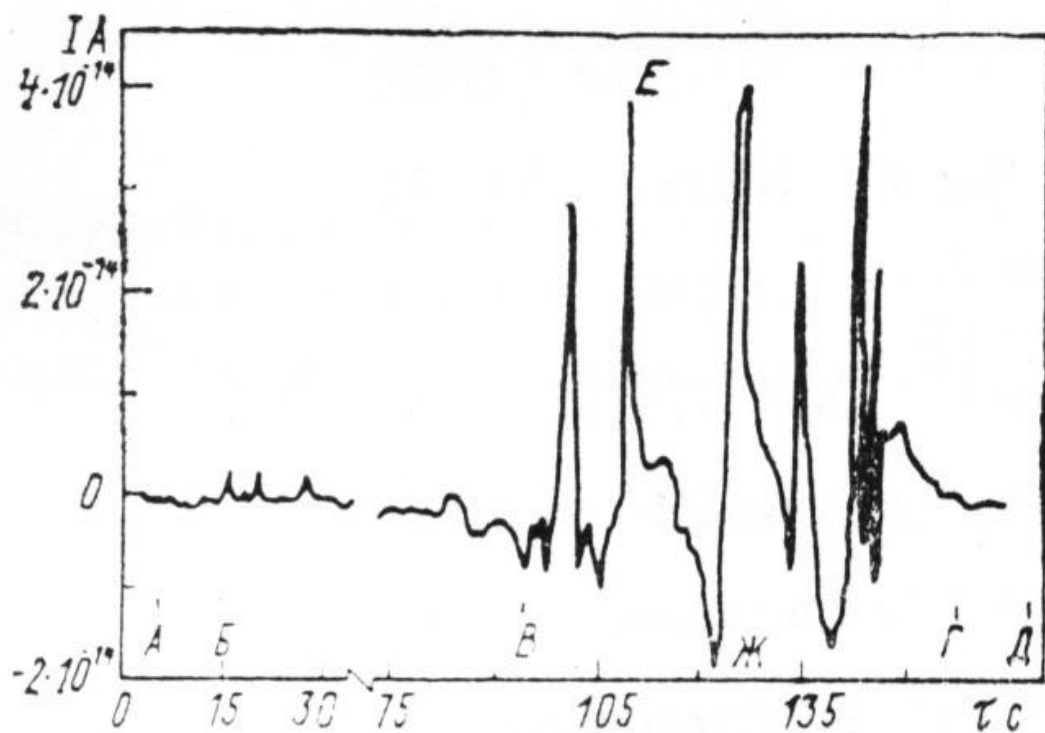
2.2 Результаты лабораторных исследований механизмов электризации облачных частиц и частиц осадков при фазовых переходах

Для выяснения роли осадков в формировании электрической структуры грозовых облаков нами в лабораторных условиях было продолжено изучение механизмов электризации капель воды при их замораживании.

Исследуемая капля размером от 2 до 4 мм помещалась на электрод, соединённый с электрометром, и устанавливалась в термобарокамере.

Заряд капли рассчитывался путём интегрирования по времени величины измеряемого электрометром в процессе её кристаллизации электрического тока, типичная запись которого представлена на рисунке 2.2. Причём давление, устанавливаемое в камере, соответствовало атмосферному давлению на высоте 6–7 км над уровнем моря.

Для приближения условий эксперимента к атмосферным на кристаллизирующуюся каплю направлялся воздушный поток. При этом было отмечено повышение температуры переохлаждения капли с $-12\text{...}-15^\circ \text{ С}$ до $-7\text{...}-9^\circ \text{ С}$, а также время её полного промерзания сократилось в 1,5 раза.



Обозначения:

АБ, ГД – запись фонового тока;

Б – момент покрытия капли ледяной оболочкой;

ВГ – участок записи тока при многократном выбросе частиц;

Е – импульс тока при выбросе ледяной частицы;

Ж – импульс тока при выбросе жидкой частицы или пузырька воздуха

Рисунок 2.2 - Запись электрического тока с замерзающей при -20°C капли диаметром 2 мм

Максимальный заряд, возникающий в грозовом облаке, обусловлен действием различных механизмов электризации, эффективность действия которых проявляется в зависимости от множества факторов. На начальной стадии развития грозового облака имеет место интенсивный фазовый переход воды, сопровождающий нарушение контакта на гидрометеорах между водой, льдом и воздухом, что приводит к электризации облачных частиц.

Для электризации облачных частиц при их образовании и взаимодействии между собой требуется выполнение следующих условий:

1. Возникновение разности потенциалов (неравномерного распределения зарядов) в частице. Причинами этого могут быть движение фронтов кристаллизации (таяния), контакт частиц с различными электрохимическими потенциалами, возникновение двойного электрического слоя на межфазных границах и т.д.

2. Разделение (фрагментация) и слипание (коагуляция) облачных частиц.

Невыполнение этих условий в силу закона сохранения электричества будет приводить к нейтрализации разделенных зарядов.

Интенсивность разделения электрических зарядов определяется величиной разности потенциалов, возникающей на границе раздела фаз, и интенсивностью разделения масс.

Величина потенциала зависит от следующих факторов: концентрации и химического состава примесей, площади межфазных границ и т.п. Разделение масс, в основном, определяется интенсивностью процессов кристаллизации и взаимодействия разделенных частиц. Чем интенсивнее протекает процесс кристаллизации капель, тем чаще появляются разрывы в ледяной оболочке, и происходит выброс частиц. Длительность отдельных актов разделения масс находится в широких пределах.

В подтверждение сказанного можно привести типичную запись электрического тока с замерзающей капли 4-х миллиметрового размера

(рисунок 2.2). Как правило, кристаллизация в опытах начиналась с поверхности капли. Вначале она покрывается слоем льда, затем в процессе кристаллизации твердая оболочка пластично искривляется, выпучивается, на поверхности образуются трещины под действием избыточного давления внутри капли. Из замерзающей капли вылетают воздушные пузырьки, микрочастицы воды и льда. Часто происходит взрывоподобное дробление (раскалывание) капель на мгновенно замерзающие осколки. Обычно во время покрытия капли ледяной оболочкой на диаграмме появляются небольшие импульсы (участок БВ рисунок 2.2). В проведенных опытах в 99 % случаев эти импульсы положительные, а около 1 % отрицательные.

Разделение наибольшего электрического заряда наблюдается при взрывоподобном раскалывании замерзающей капли. Кристаллизация переохлажденных капель воды с взрывоподобным раскалыванием, как правило, наблюдается в температурном интервале $-8...-16^{\circ}\text{C}$. При этом вероятность взрывоподобного раскалывания составляет 10...12 % для водяных капель с электропроводностью $2,4 \cdot 10^6$ См/см и показателем pH, равным 5,3. При определенных условиях, отличных от условий, наблюдаемых в облаках, как показано в [120], долю капель, замерзающих с взрывоподобным раскалыванием, можно довести до 40 %.

Выполненные нами исследования показали, что максимальный заряд, разделяющийся при взрывоподобном раскалывании капель, может достигать величины 10^{-10} Кл. Если после раскалывания кристаллизация остатка продолжается, то, как правило, оставшаяся часть капли приобретает положительный заряд. Если же взрывоподобное раскалывание происходит в конце процесса кристаллизации, то знак заряда остатка может быть любым. Среднее значение разделяющегося при этом процессе электрического заряда составляет $3 \cdot 10^{-10}$ Кл на грамм замерзшей воды.

Осциллографические измерения показывают, что время разделения электрического заряда при взрывоподобном раскалывании составляет от 0,01 до 0,1 с. Скорость роста тока - от 10^{-11} до 10^{-10} А/с при среднем значении

$8 \cdot 10^{-11}$ А/с. В диапазоне от 600 мкм до 2 мм не удалось обнаружить зависимости величины и знака заряда от размера капель.

При отсутствии видимого взрывоподобного раскалывания электризация капли наблюдается с момента покрытия ее ледяной оболочкой и до полного замерзания.

Для определения оптимальных температурных режимов, при которых разделение масс происходит интенсивнее, была проведена серия экспериментов по замораживанию капель воды на границе раздела двух несмешивающихся оптически прозрачных сред. Были использованы технические масла с разной плотностью, вязкость которых с понижением температуры возрастала, препятствуя удалению вылетающих микрочастиц от капли. Вылетающие микрочастицы, как видно на рисунке 2.3, скапливаются вокруг капли. Средний размер вылетающих микрочастиц и их количество возрастают с увеличением диаметра капли. С замерзающей капли миллиметрового размера, в среднем, вылетает до 30 частиц, из них около 10 частиц по форме и цвету квалифицировались как твердые. Наибольшее количество выбросов наблюдается в температурном интервале от -8 до -16°C . Размеры вылетающих частиц варьируются от 10 до 100 мкм со средним значением 35 мкм. Величина максимального заряда для дистиллированной воды составляет всего $7 \cdot 10^{-12}$ Кл на грамм замерзшей воды.

При «спокойной» кристаллизации, как видно на рисунке 2.2, наблюдается пульсационное разделение электрических зарядов (участок ВГ) в течение всего процесса замерзания капли. В этом случае разделение электрических зарядов связано с интенсивным и многократным выбросом с поверхности замерзающей капли воздушных пузырьков, микрочастиц воды и льда. При этом, как правило, водяные частицы и пузырьки воздуха уносят положительный заряд, а ледяные частицы - отрицательный. Количество элементарных актов разделения зарядов в некоторых опытах доходило до 30. Разделение заряда интенсивнее происходит в температурном интервале $-5 \dots -15^{\circ}\text{C}$.

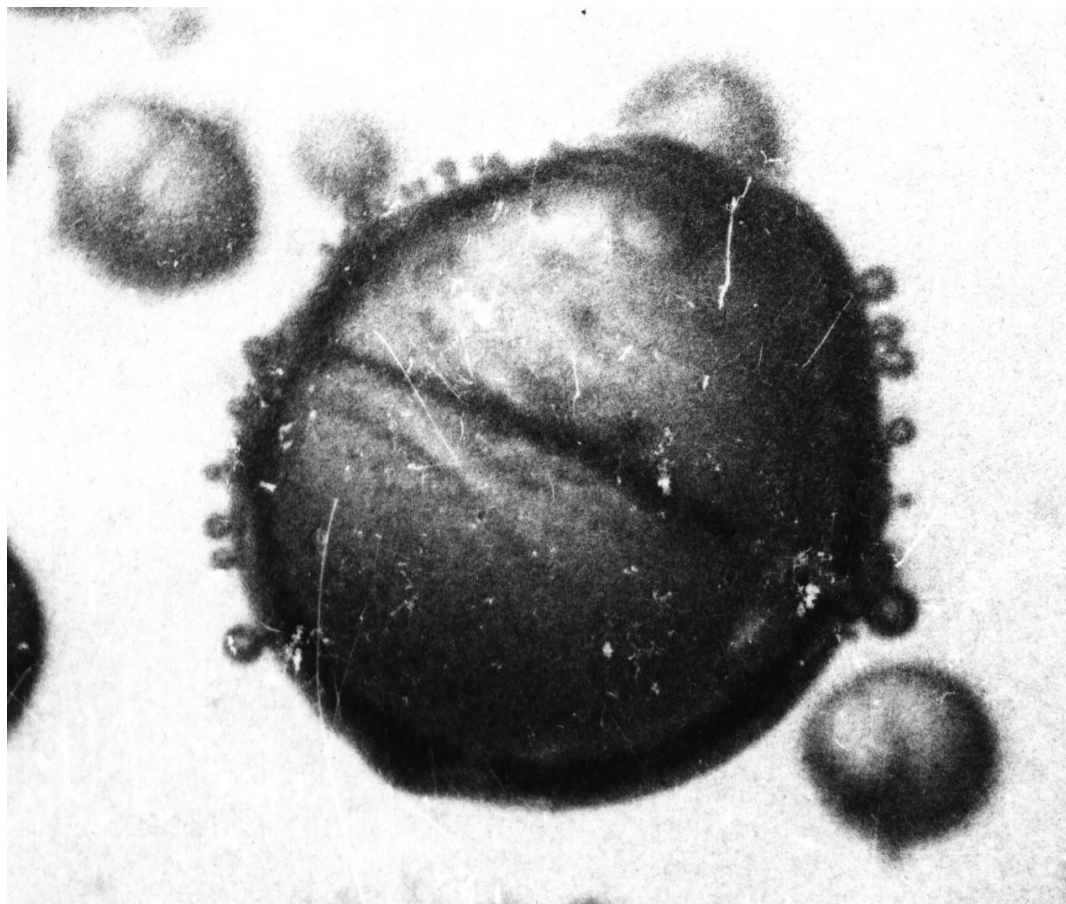


Рисунок 2.3 - Фотография капли, замерзшей на границе раздела двух сред.
Вокруг капли скопились пузырьки воздуха, частицы воды, и льда

В таблице 2.1 приведены характерные значения заряда капель при их «спокойной» кристаллизации. Как видно из таблицы, величина и знак заряда зависят от физико-химических характеристик воды и температуры замерзания капель. Так, повышение показателя pH дистиллированной воды приводит к увеличению доли капель, приобретающих положительный заряд. Таким образом, величина заряда, приобретаемого каплей, зависит от наличия примесей и скорости охлаждения.

Таблица 2.1 - Электризация капель воды при замерзании

Условия эксперимента	Размер капель, мм	Характеристики воды	Заряд замерзшей капли, 10^{-13} Кл		Вероятность электризации, %	
			+	-	+	-
Скорость охлаждения 1 ... 1,5 град/мин Температура замерзания -15 ... -25°C	2...4	Дистиллированная вода pH=6,6	2,8±1,4	6,6±3,0	20	80
Скорость охлаждения 1 ... 1,2 град/мин Температура замерзания капель -10 ... -20°C	2 ... 3	Снеговая вода pH=6,15 $\eta=9,6 \cdot 10^{-5}$ см/см	0,5 ±0,3	0,4 ±0,3	42,9	67,1
Скорость охлаждения 1 ... 1,5 град/мин Температура замерзания -7 ... -10°C	2...3	Дистиллированная вода pH=6,15 $\eta=9,6 \cdot 10^{-6}$ См/см	1,2±0,6	1,1 ±0,5	50	60
Скорость охлаждения 1 ... 1,5 град/мин Температура замерзания -12 ... -20°C	2...3	Дистиллированная вода pH=5,3 $\eta=2,4 \cdot 10^{-6}$ См/см	5,0±0,6	2,4 ±0,4	80	20

Скорость охлаждения 1 ... 1,5 град/мин Температура замерзания -8 ... -11°C	3	Градовая вода pH=7,6 $\eta=3,6 \cdot 10^{-5}$ См/см	4,9±1,4	3,5 ±0,8	82,1	17,9
Скорость охлаждения 1 ... 1,5 град/мин Температура замерзания -12 ... -18°C	4	Дистиллированная вода pH=-6,25 $\eta=4,4 \cdot 10^{-6}$ См/см	1,9±0,7	2,0±0,6	70,7	29,3
Скорость охлаждения 1 ... 1,5 град/мин Температура замерзания -15 ... -20°C	4	Снеговая вода pH=5,2 $\eta=3,1 \cdot 10^{-5}$ См/см	1,3	0,6	43	57

Примечание: pH – водородный показатель, η – электропроводность воды, плюс – положительный заряд, минус – отрицательный заряд.

Химический анализ атмосферных осадков показал содержание в них ионов калия, натрия, хлора и др. [75]. Поэтому нами для приготовления водных растворов были подобраны химические вещества, содержащие соли этих примесей. Исследовались капельки воды с содержанием указанных веществ концентрацией от 10^{-6} до 10^{-2} моль/л. Для всех испытываемых реагентов при концентрациях 10^{-4} моль/л и более наблюдалось резкое уменьшение разделяющегося суммарного заряда. Для азотнокислого натрия нами получен наименьший заряд при всех концентрациях. Увеличение концентрации испытываемых веществ в облачной воде до $10^{-3} \dots 10^{-2}$ моль/л при её кристаллизации приводит к уменьшению разделяющегося заряда в среднем на порядок.

Следовательно, используя различные химические вещества в качестве примесей, можно регулировать интенсивность электризации капель воды при

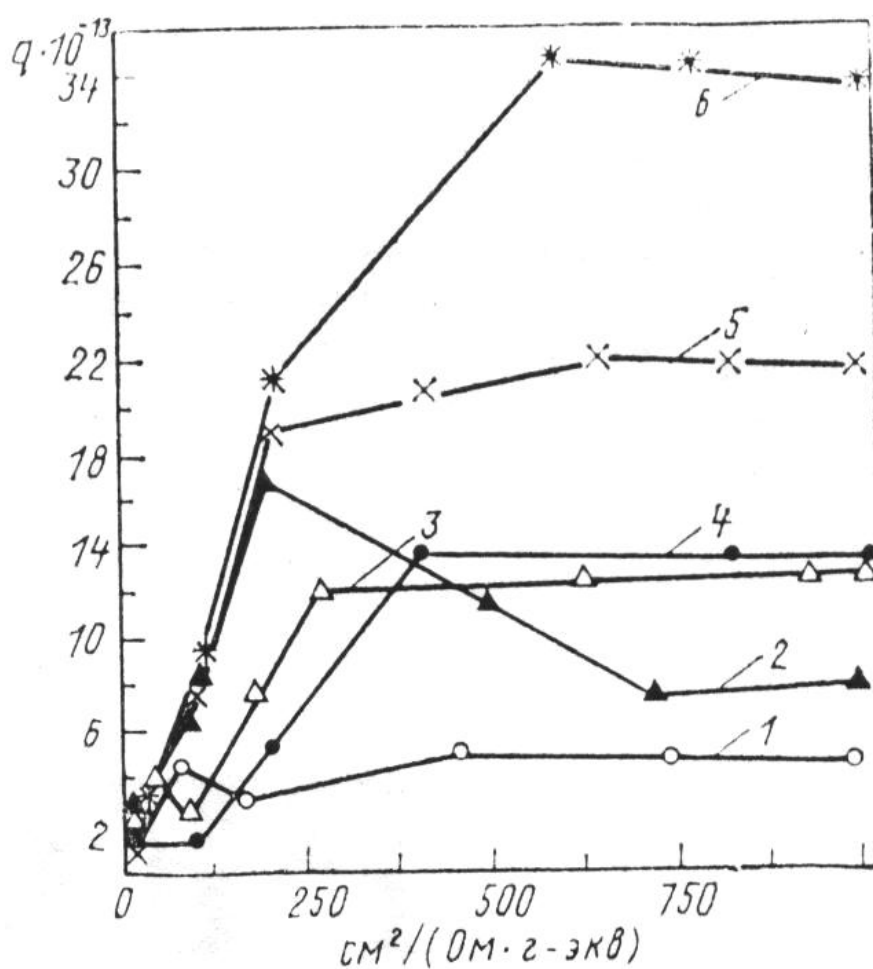
их замерзании. Электрический заряд, разделяющийся при кристаллизации капель воды, как показано на рисунке 2.4 [12], существенно зависит от химического состава воды. В зависимости от содержания химических примесей электризация кристаллизующихся капель воды может либо усиливаться, либо ослабляться. Наибольший эффект достигается при использовании в качестве добавки к дважды дистиллированной воде хлористого калия.

Известно, что в кристаллическую структуру льда могут внедряться в небольшом количестве молекулы фтора, хлора и аммиака [74]. Кроме того, аммиак в воде диссоциирует с образованием положительных ионов, а при малой концентрации последние уменьшают вязкость воды, что указывает на разрушение её структуры, которая становится более льдоподобной. Процесс кристаллизации в этом случае должен проходить с меньшими затратами энергии. Эксперименты, проведённые с каплями грозовой воды, показали, что наличие в камере холода раствора на основе аммиака приводило к уменьшению заряда, генерируемого кристаллизующейся каплей, на порядок. Была сделана попытка оценить количество аммиака, необходимого для получения положительного эффекта при воздействии на грозовые облака. В результате получено, что на 1 м³ облачной среды необходимо затратить 0,008 мл 25%-ного раствора аммиака.

При проведении рентгеноструктурного анализа замёрзших в парах аммиака капель дистиллированной воды наблюдался более равновероятный рост кристаллов по всем граням, чем в случае отсутствия паров.

На основе проведённых исследований нами был разработан способ воздействия на грозовые облака с целью регулирования их электрического состояния [74].

Были проведены исследования электризации ледяных частиц (крупы) при их росте в потоке мелких переохлаждённых капель. За время обдува, равное около 1 минуты, частица крупы вырастала на 8 мм³ при скорости увлажнённого потока 5 м/с и на 32 мм³ при 10 м/с.



Обозначения:

1 – NaCl; 2 – K₂SO₄; 3 – CaCl₂; 4 – Na₂CO₃; 5 – KNO₃; 6 – KCl

Рисунок 2.4 - Электрический заряд кристаллизующихся капель воды с различными химическими примесями как функция эквивалентной электропроводности

Результаты опытов по измерению зарядов замерзающих капель приведены в таблице 2.2.

Таблица 2.2 - Заряд капель, кристаллизующихся в воздушном потоке

Условия проведения эксперимента	Скорость потока, м/с	Величина заряда, 10-13 Кл
Без воздушного потока	0	2...3
Сухой воздушный поток	5	18
	10	15
Увлажнённый воздушный поток	5	38...40
	10	59...60

Таким образом, при наличии воздушных потоков и при росте града генерируется заряд $(4...6) \cdot 10^{-12}$ Кл на одну градину или $1 \cdot 10^{-10}$ Кл на грамм замёрзшей воды, что может быть достаточным для развития грозы.

Следовательно, к образованию больших электрических полей и развитию разрядных явлений в облаках приводят, в основном, процессы роста крупы при столкновении её с ледяными кристаллами, и, влияя на режим роста крупы, например, путём внесения в облачную среду льдообразующего реагента, можно успешно регулировать электрическое состояние грозовых облаков.

2.3 Результаты лабораторных исследований явлений генерации акустического, оптического и электромагнитного излучения при фазовых переходах воды

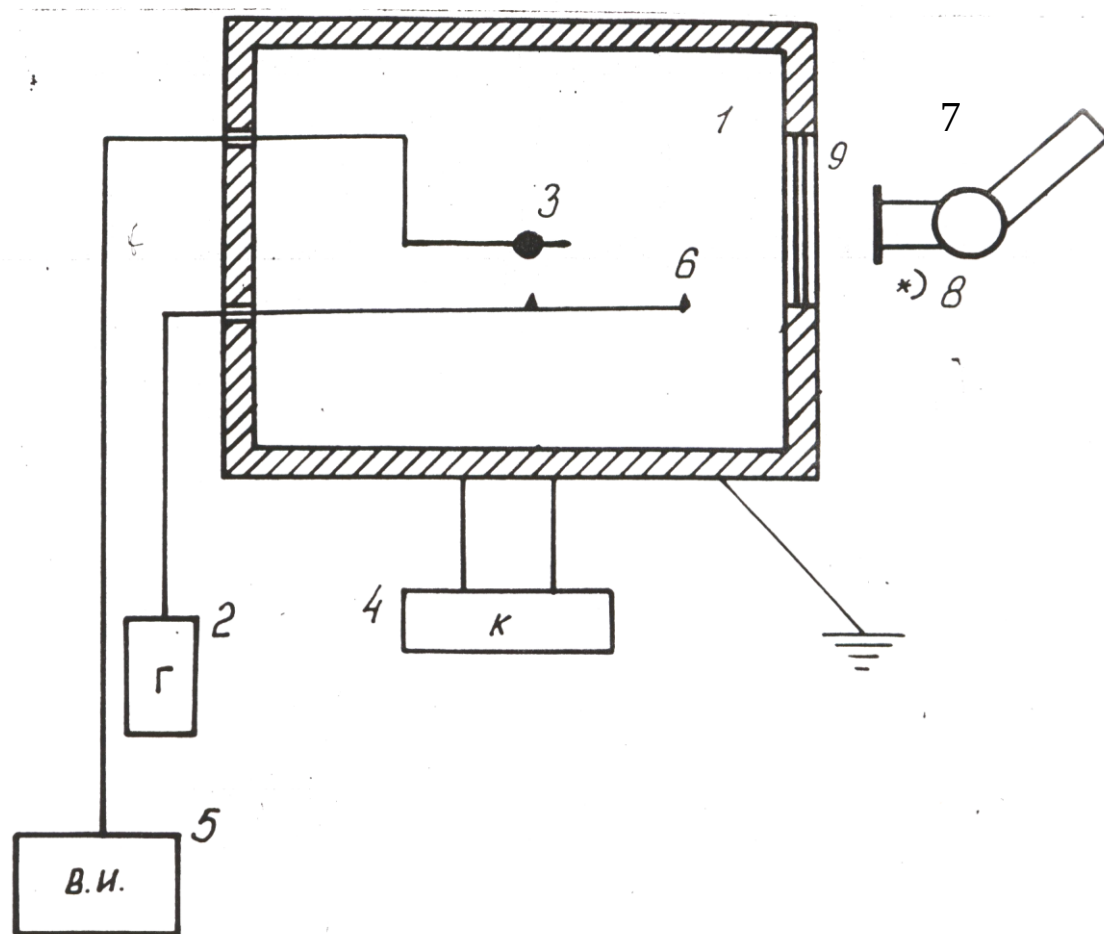
С целью выяснения возможности разработки новых методов дистанционного диагноза и прогноза широкого круга природных явлений, связанных с фазовыми переходами воды и динамическими явлениями во

льду, нами были проведены работы по исследованию различных (оптических, акустических и электромагнитных СВЧ диапазона) сигналов при быстром замораживании воды [64].

В настоящее время для дистанционного зондирования атмосферы широко используются радиолокационные методы, основанные на взаимодействии радиоизлучения с водно-капельной и кристаллической средами облаков. Использование для зондирования излучения в оптическом диапазоне длин волн в дополнение к существующим методам позволит определить микрофизические характеристики: температуру среды, фазовое соотношение ледяных кристаллов и жидких капель, их пространственное распределение и т.д. Поэтому нами ставилась задача установления связи между спектрами комбинационного рассеяния света и величиной заряда, генерируемого на кристаллизирующейся капле, что в дальнейшем можно будет перенести в реальные атмосферные условия и использовать для разработки методов и средств зондирования облаков на предмет их электрического состояния.

Для решения этой задачи нами была разработана и изготовлена лабораторная установка, включающая камеру холода, вольтметр-электромметр, самописец, аргоновый лазер, оптический многоканальный анализатор и микро-ЭВМ. Схематичный вид установки представлен на рисунке 2.5.

Рассеянное на замораживаемой капле излучение лазера, направляемое на нее с помощью зеркально-призменной системы, фокусировалось объективом на входную щель полихроматора оптического пятисотканального спектроанализатора. Было установлено, что уменьшению заряда на капле сопутствовало смещение минимума разностного спектра комбинационного рассеяния в область более коротких длин волн и максимума - в область более длинных волн. Полученные результаты свидетельствуют о возможности использования спектров комбинационного рассеяния для контроля процессов кристаллизации водно-капельных систем.



Обозначения:

- 1- камера холода; 2 – гальванометр; 3 – исследуемая водяная капля;
 4 – блок терморегулирования в камере; 5 – высоковольтный источник;
 6 – датчик электрических зарядов; 7 – оптический микроскоп;
 8 – система освещения в камере; 9 – смотровое окно

Рисунок 2.5 - Лабораторный комплекс для моделирования облачных процессов и исследования электрофизических явлений

В качестве регистратора акустического излучения при замерзании капель нами использовался пьезодатчик. В ходе эксперимента выяснилось, что суммарный заряд, генерируемый на кристаллизующейся капле, прямо пропорционален длительности излучаемого ею акустического импульса. При кристаллизации капель грозовой воды в присутствии паров аммиака отсутствовали акустические импульсы в 70 % случаев, а в остальных случаях их число не превышало двух.

Для измерения характеристик электромагнитного излучения, генерируемого замораживаемой каплей, применялась расположенная на расстоянии 5 мм от поверхности воды приемная антенна, соединенная через высокочувствительный широкополосный усилительный блок с анализатором спектра. Оказалось, что динамические структурные изменения на фазовых границах сопровождаются появлением ЭМИ в широком диапазоне частот с двумя наиболее характерными для этого процесса максимумами 8 - 20 и 32 - 50 МГц в случае, если скорость протекания процесса кристаллизации не менее 2-3,5 мм/мин. Образующийся лед, рост которого сопровождается ЭМИ, покрывается сетью трещин по всевозможным направлениям, и его структура характеризуется значительной неоднородностью. Анализ импульсной структуры ЭМИ показал, что она представляет собой последовательность серий, состоящих из отдельных импульсов от 0,01 до 0,5 мкс. В момент появления акустических сигналов интенсивность ЭМИ значительно возрастает. По визуальным наблюдениям этому моменту соответствует появление трещин и выброс микрочастиц, с замерзающей поверхности воды. При увеличении скорости охлаждения интенсивность ЭМИ также увеличивается, и изменения интенсивностей акустических сигналов и сигналов ЭМИ с высокой степенью коррелируют.

Поскольку в лабораторных исследованиях было установлено явление электромагнитного излучения при фазовых переходах воды, нами были проведены натурные эксперименты по засеву льдообразующим реагентом йодистого серебра переохлажденных вершин кучево-дождевых облаков с

целью регистрации ЭМИ, которое должно генерироваться вследствие искусственной интенсификации кристаллизационных процессов в облаке. В качестве регистратора использовалось высокочувствительное приемное устройство, работающее в дециметровом диапазоне длин волн. Полученные на основании анализа 30 опытов данные свидетельствуют о том, что при засеве инжекционным способом негрозовых развивающихся облаков происходило резкое увеличение частоты следования и амплитуды импульсов радиоизлучения. Количественные характеристики и интенсивность этого излучения пропорциональны интенсивности процесса образования и роста льда в облаке.

На основании проведенных лабораторных и натурных исследований нами были разработаны и защищены авторскими свидетельствами способы определения грозоопасных зон в слоисто-дождевых и других электрически нейтральных облаках, контроля эффективности воздействия с различными целями на конвективные облака [6].

ГЛАВА 3 ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

3.1 Аэросиноптические условия возникновения гроз на Северном Кавказе

Исследуемый район отличается чрезвычайным разнообразием рельефа. Высота пунктов наблюдений колеблется от уровня моря до 3,5 тысяч метров выше уровня моря.

Северо-западная часть района представляет собой Прикубанскую низменность, богатую водоемами, реками, тогда как восточная часть – это Прикаспийская низменность, состоящая из солончаков, засушливых степей, с пересыхающими в летний период реками. Центральную часть района занимает Ставропольская возвышенность, полукольцом огибающая с юго-востока Прикубанскую низменность. Западные склоны Ставропольской возвышенности более крутые, тогда как восточные, переходящие в Прикаспийскую низменность, пологие. Восточная часть Ставропольской возвышенности состоит из двух гряд, вытянутых с севера на юг, где они плотно примыкают к отрогам Скалистого хребта. Первая гряда тянется от Ставрополя на Невинномысск и далее на Черкесск; наиболее высокая точка гряды г. Стрижамент (832 м над ур. м.) находится в районе Ставрополя. Вторая гряда проходит по правому берегу р. Калаус от Благородного на Александровское и далее в район Минеральных Вод. Высота этой гряды 450 – 500 м над ур. м. Южная часть района представляет собой складчатые хребты Кавказских гор, ориентированные с северо-запада на юго-восток. Хребты повышаются к центральной части Кавказа. От Скалистого хребта на северо-восток направлены отроги, разделенные долинами горных рек, имеющими вид ущелий в районах Главного Кавказского хребта. Высота Скалистого хребта составляет, в среднем, 1,5 – 2 км, отдельные вершины достигают 2,5 – 3 км. Высота Главного Кавказского хребта 3,0 – 3,5 км. Его

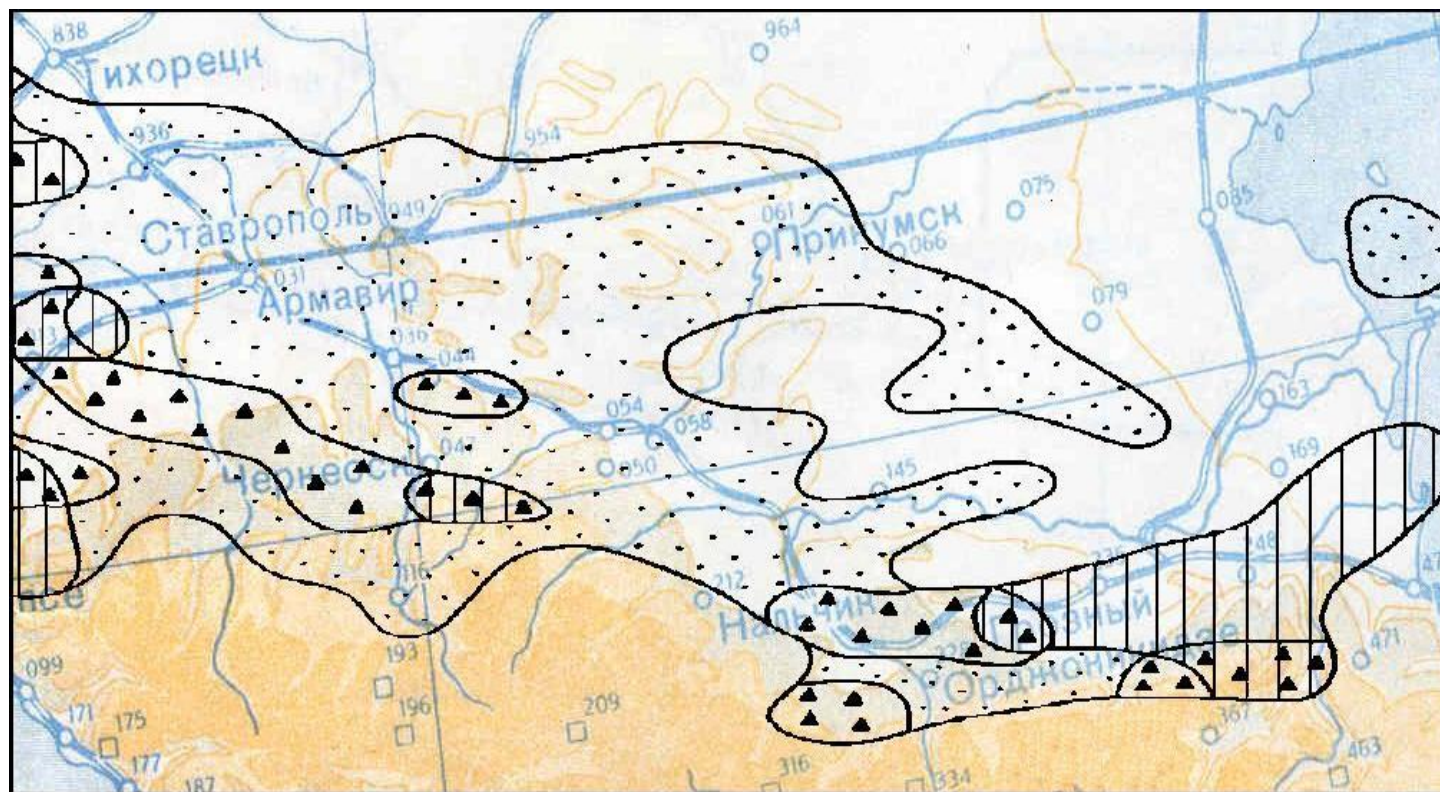
наиболее высокие вершины – Казбек – 5043 м и Эльбрус – 5642 м.

В работе [17] приводятся результаты анализа аэросиноптического материала за период с 1961 по 1967 г.г. В связи с наличием особенностей развития грозовых процессов автором предлагаются четыре типа циркуляции воздушной массы, направленности переноса в нижнем двухкилометровом приземном слое. Придерживаясь классификации Беленцовой [17], каждый тип процесса нами дополнен соответствующими грозовыми характеристиками. Определенному виду распределения гроз по территории Северного Кавказа и наибольшей их интенсивности соответствует определенный тип вторжения воздушной массы в приземном слое:

А. Перенос воздушной массы с северо-запада на юго-восток

Этот вид переноса характеризуется высотной ложбиной, ориентированной с севера (из районов Прибалтики) на центральную или восточную часть Черного моря. В ложбине может отмечаться замкнутый очаг низкого давления над акваторией Черного моря или Крымским полуостровом. Барической ложбине соответствует термическая ложбина с осью, расположенной несколько западнее оси барической ложбины. Таким образом, на районы Западного Кавказа распространяется интенсивная адвекция холода. Оси барического и термического гребней направлены с юга вдоль Каспийского моря.

У поверхности земли циклоническая деятельность занимает юг ЕТС. Невысокие циклоны смещаются с запада на восток, примерно по широте 47°. Над западной Европой располагается область повышенного давления, развивающаяся в тылу холодного фронта, который смещается с северо-запада на территорию Северного Кавказа. Северная ветвь холодного фронта огибает Кавказский хребет несколько быстрее, чем южная. Смещение воздушных масс в приземном двухкилометровом слое происходит с северо-запада. При такой синоптической ситуации грозы охватывают все Ставропольское плато и Кавказский хребет (рисунок 3.1).



· · · · · - грозы без града с количеством выпавших осадков < 30 мм за 12 час.;
 | | | | | - грозы без града с количеством выпавших осадков ≥ 30 мм за 12 час.;
 ▲ ▲ ▲ - грозы с градом.

Рисунок 3.1 - Распределение интенсивности грозовых процессов при северо-западном перемещении

Отсутствуют грозы лишь в Прикаспийской низменности и по крайним восточным склонам Ставропольского плато. Наиболее активно они развиваются над Прикубанской низменностью и вдоль северных склонов Скалистого хребта. Средняя интенсивность грозы при этом около 4 разрядов в минуту, а максимальная до 10 разрядов в минуту. При выпадении градин (как правило, в 2-3 года один раз) на территории их выпадения интенсивность грозы превышает 10 разрядов в минуту.

Б. Перенос с запада на восток

Этот вид переноса по строению термобарического поля аналогичен первому. Но у поверхности земли холодный фронт смещается не с северо-запада, как в первом случае, а с запада и огибает Кавказский хребет одновременно с севера и юга. Область повышенного давления развивается за холодным фронтом и распространяется на полуостров Малая Азия.

При западном переносе наиболее активны грозовые процессы над западными отрогами Ставропольского плато и почти полностью отсутствуют над его восточной половиной. Усиление процессов отмечается в районах Карачаево-Черкесии и вдоль Скалистого хребта. Далее они быстро затухают и полностью исчезают над Восточным Кавказом (рисунок 3.2).

Средняя интенсивность гроз доходит до 5-8 разрядов в минуту, а максимальное значение – более 16 разрядов в минуту. В зонах такой интенсивности, как правило, выпадает град.

В. Перенос с северо-востока на юго-запад

Эта синоптическая ситуация характеризуется наличием высокого холодного циклона над Украиной с вертикально направленной пространственной осью, ему соответствует на карте OT_{1000}^{500} замкнутый очаг холода. Ложбина холода из районов Украины направлена на восточный Кавказ, иногда в районе Баку отмечается замкнутый очаг холода. Ложбина холода может быть не выражена или отсутствовать совсем.

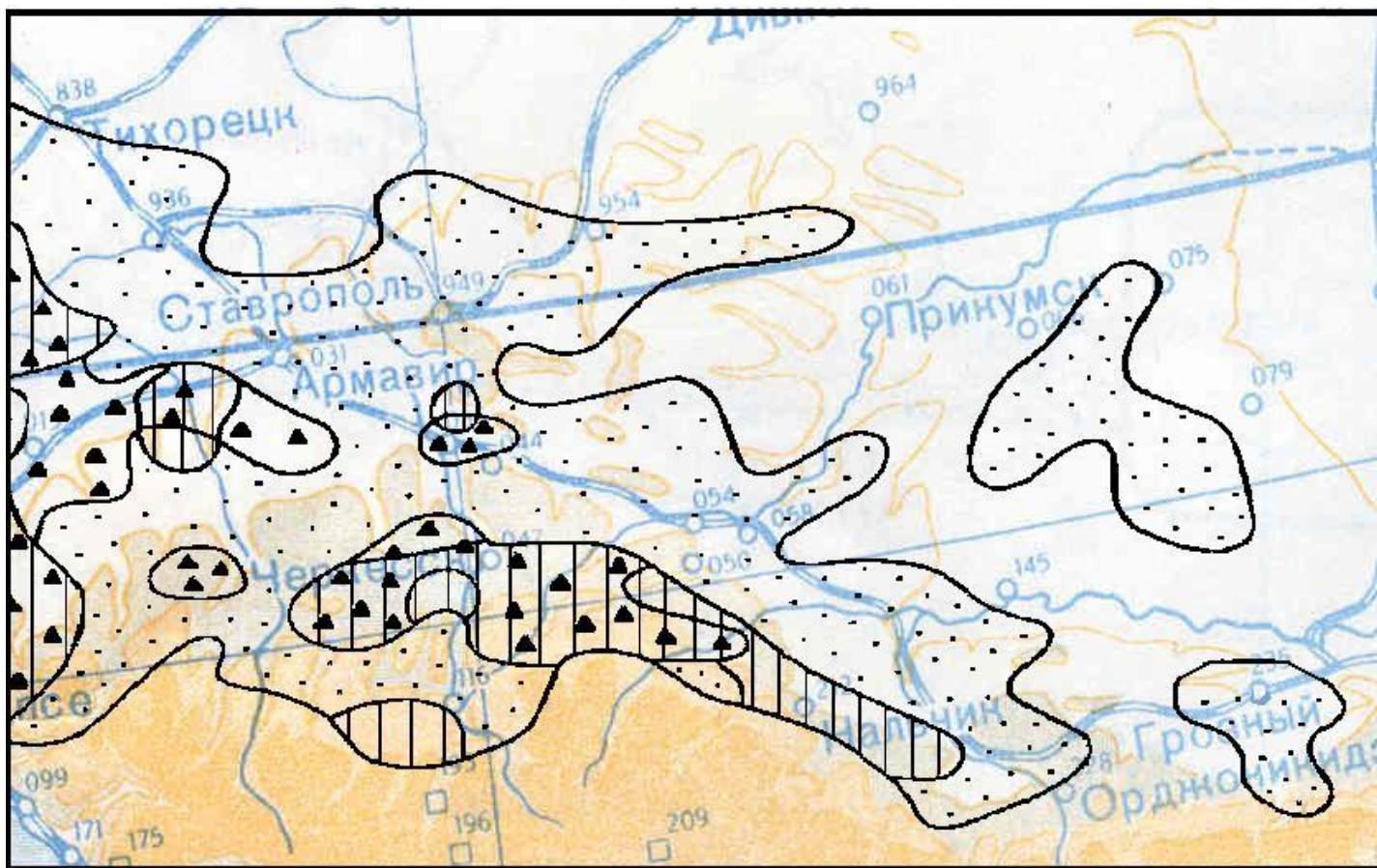


Рисунок 3.2 - Распределение интенсивности грозовых процессов при западном перемещении

Приземное барическое поле характеризуется наличием барического гребня, направленного от п-ова Малая Азия на восточную часть Черного моря и центр Ставропольского плато. В районе Грозного или Баку образуется частный циклон, который и обуславливает северо-восточный перенос воздушных масс на районы Северного Кавказа (рисунок 3.3).

Активность грозовых очагов доходит до 8 разрядов в минуту, а в зонах выпадения градин в ограниченных очагах 10-15 разрядов в минуту.

Г. Перенос воздушной массы с севера.

В этом случае высотное барическое поле носит переменный характер. Чаще всего повторяется юго-западный поток на поверхности 500 мб, а на OT_{1000}^{500} - ложбина холода с северо-востока с ультраполярной осью.

У поверхности земли на юге ЕТС отмечается область повышенного давления, гребень от которого распространяется к югу и постепенно охватывает районы Северного Кавказа. Эта область является низким образованием, прослеживается иногда только на поверхности 850 мб и совершенно не выражена на поверхности 700 мб.

Грозовые явления в этом случае распределяются следующим образом.

Наиболее интенсивные процессы отмечаются по северным склонам Скалистого хребта, особенно в его центральной части (рисунок 3.4). Однако встречаются случаи, когда вторжение происходит одновременно с северо-запада и северо-востока.

В подобных случаях увеличение интенсивности грозовых процессов наблюдается над центральной частью Ставропольского плато (как при северо-восточном вторжении) и над Прикубанской низменностью (что свойственно северо-западному вторжению).

Процессы такого типа, по многолетним наблюдениям, составляют около 18 % от общего числа гроз. Активность грозы доходит до 10 разрядов в минуту, а средняя интенсивность около 3 разрядов. Продолжительность грозы до 4 часов.

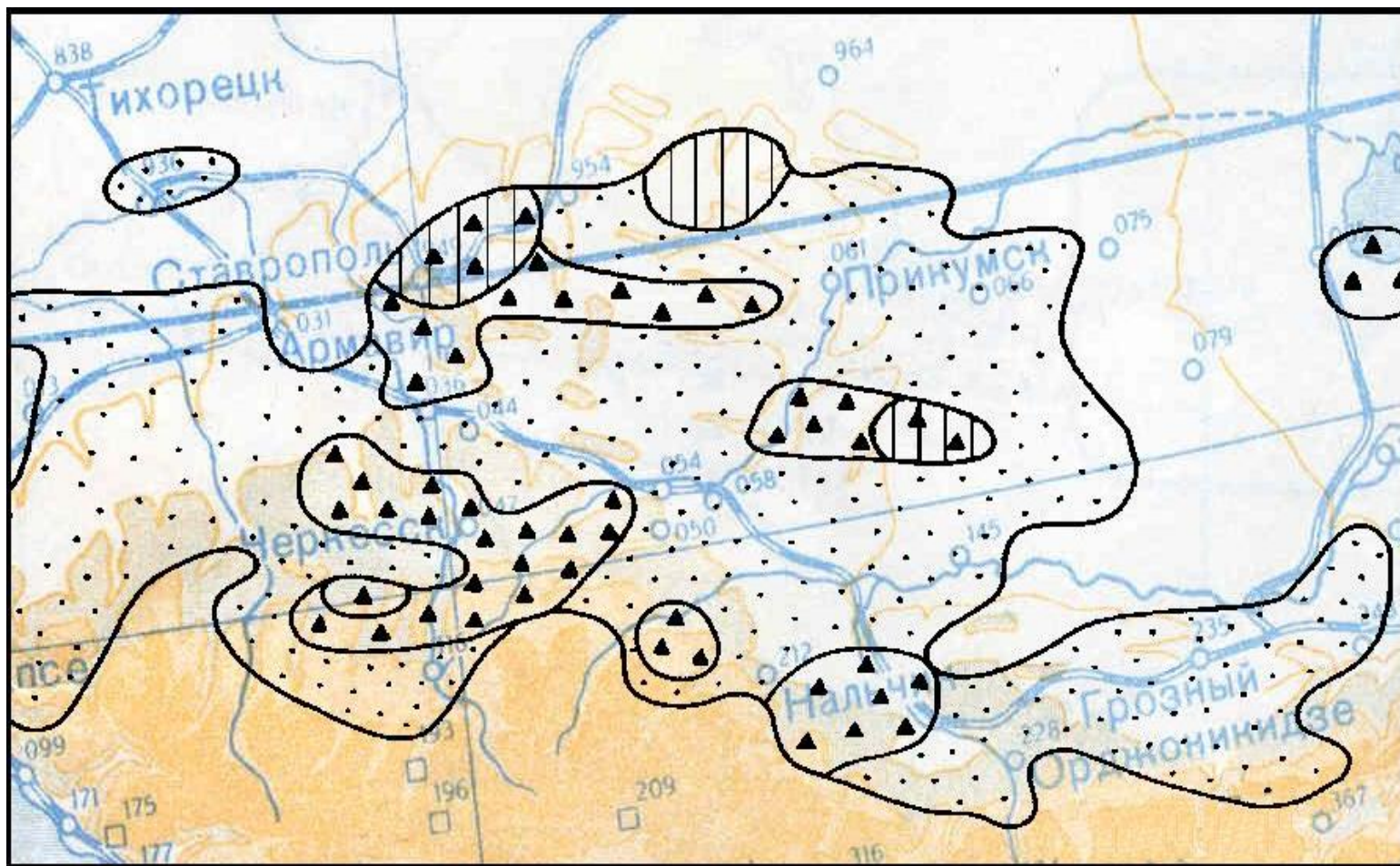


Рисунок 3.3 - Распределение интенсивности грозовых процессов при северо-восточном перемещении

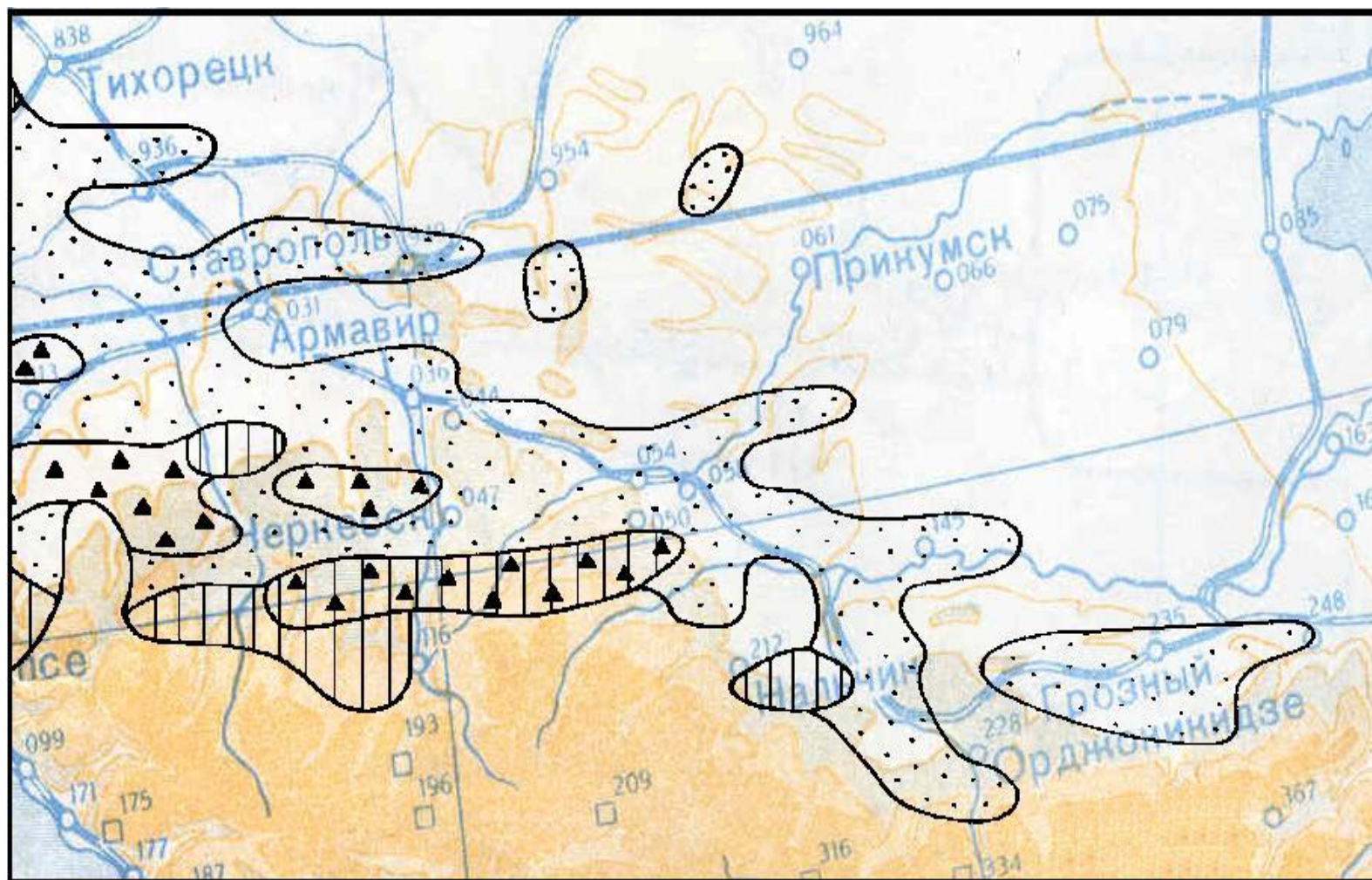


Рисунок 3.4 - Распределение интенсивности грозовых процессов при северном перемещении

Большинство гроз на Кавказе наблюдается при прохождении холодных фронтов и для отдельных районов рассматриваемого региона составляют до 90 % от общего числа гроз. Наиболее интенсивные грозы имеют место при выпадении града. Однако град выпадает значительно реже, примерно в 15 % случаев от общего числа гроз.

Исследование аэросиноптических условий развития грозовых процессов на Северном Кавказе позволили выделить для Кабардино-Балкарской Республики четыре типа отличающихся по территориальному распределению грозовых очагов и их интенсивности. Каждый тип процесса развивается при определенном направлении воздушных масс, которые с учетом инструментальных наблюдений за грозовыми явлениями можно разделить на следующие:

- перенос воздушных масс с запада на восток. При циклонах, вторгающихся на территорию КБР с запада, развивается около 24 % от общего числа гроз. При западном переносе наиболее интенсивные грозовые процессы наблюдаются на территории горных районов КБР. Средняя интенсивность гроз при этом около 5 разрядов в минуту, а максимальная до 12 разрядов в минуту. Средняя продолжительность грозы составляет около 34 часов. Как правило, град при таких процессах выпадает редко.

- перенос воздушных масс с севера, который обусловлен фронтальной зоной, расположенной в меридиональном направлении перпендикулярно Кавказскому хребту. При такой синоптической ситуации в КБР происходит около 32 % от общего числа гроз. При этом грозовые процессы наблюдаются повсеместно в течение нескольких дней. Средняя интенсивность гроз – 9 разрядов в минуту, а максимальное значение – 18 разрядов в минуту.

- малоградиентное барическое поле в средней тропосфере. Над центральной частью Кавказа располагается очаг холода. В этом случае грозы наблюдаются повсеместно отдельными очагами, носят внутримассовый характер и развиваются во второй половине дня. Процессы такого типа составляют 18 % от общего числа гроз. Средняя интенсивность гроз около 3

разрядов в минуту, а максимальные значения - 10 разрядов в минуту. Продолжительность грозы более 4 часов.

- ведущий поток и фронтальная зона располагаются в широтном направлении. Воздушные массы у поверхности земли перемещаются с севера. В этом случае доля гроз около 26 % от общего их числа. Грозовая активность не превышает 8 разрядов в минуту, средняя продолжительность грозы около 2,6 часа.

3.2 Климатические и физико-географические характеристики гроз Северного Кавказа

Интенсивность грозовой деятельности характеризуется средним количеством грозových часов в год (Т). Диапазон изменения этой величины довольно велик, он зависит от климатических факторов и рельефа местности. В пределах одного района с низкой грозовой активностью могут встречаться участки с резко повышенным числом грозových часов в год. Иногда интенсивность грозовой деятельности определяют по количеству дней с грозой за год (n_d). Имеется и более обобщённый показатель – среднее число ударов молний в год на 1 км² земной поверхности (n). Весьма информативными характеристиками грозовой деятельности, особенно для правильного и экономичного построения молниезащиты наземных объектов, являются сведения о повторяемости гроз и трассах их прохождения по различным территориям [16,17,46].

Для территории Северного Кавказа по данным, полученным путём визуально-слуховых наблюдений на метеорологической сети Росгидромета за периоды наблюдений 1970 – 1998 годов, были построены карты распределений повторяемости числа дней с грозой, удельной поражаемости молниями 1 км² земной поверхности за год, удельной среднегодовой плотности всех молниевых разрядов, приходящихся на площадь размером 1 км² (рисунки 3.5 – 3.7, соответственно).

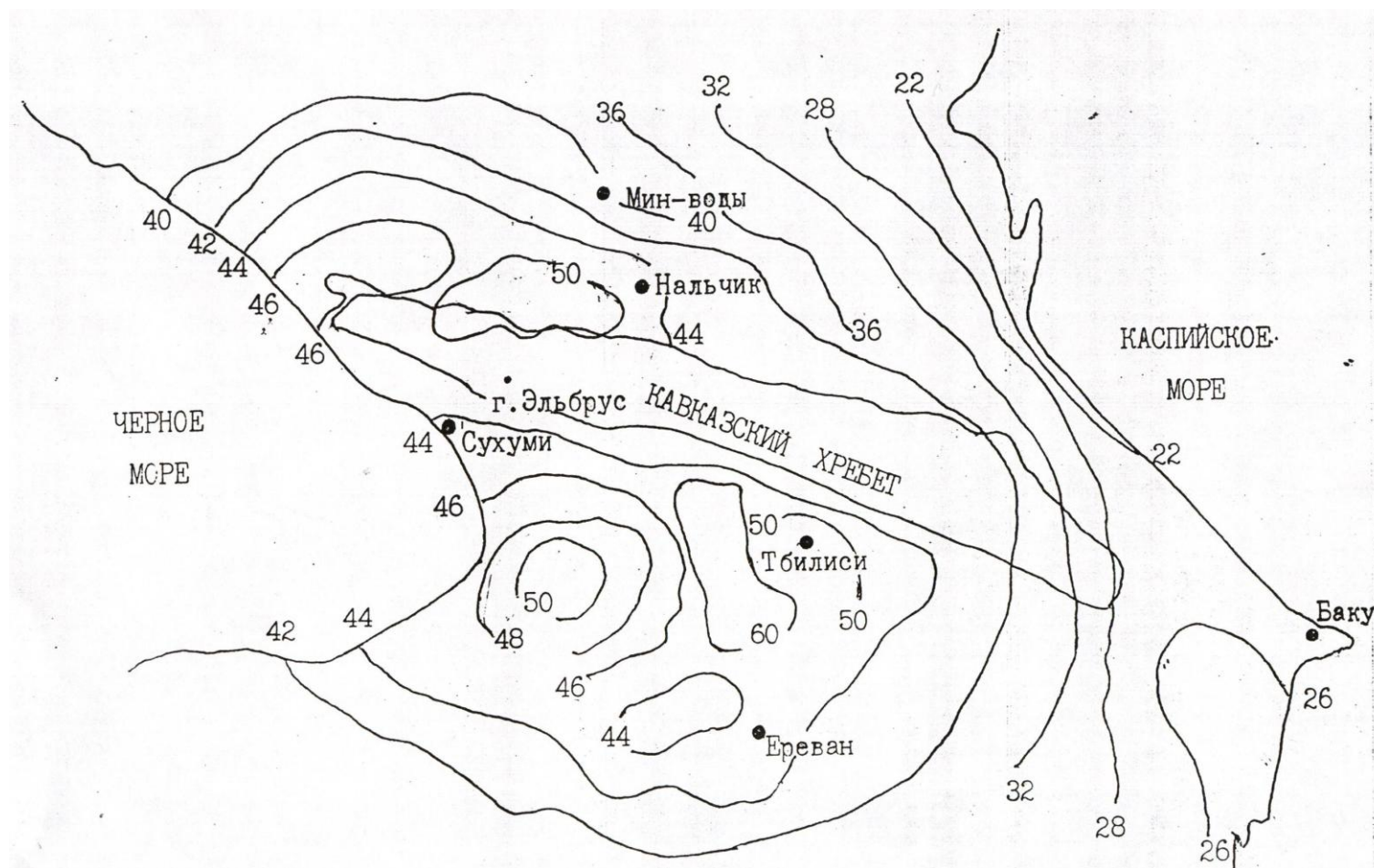


Рисунок 3.5 - Карта распределения повторяемости числа дней с грозой

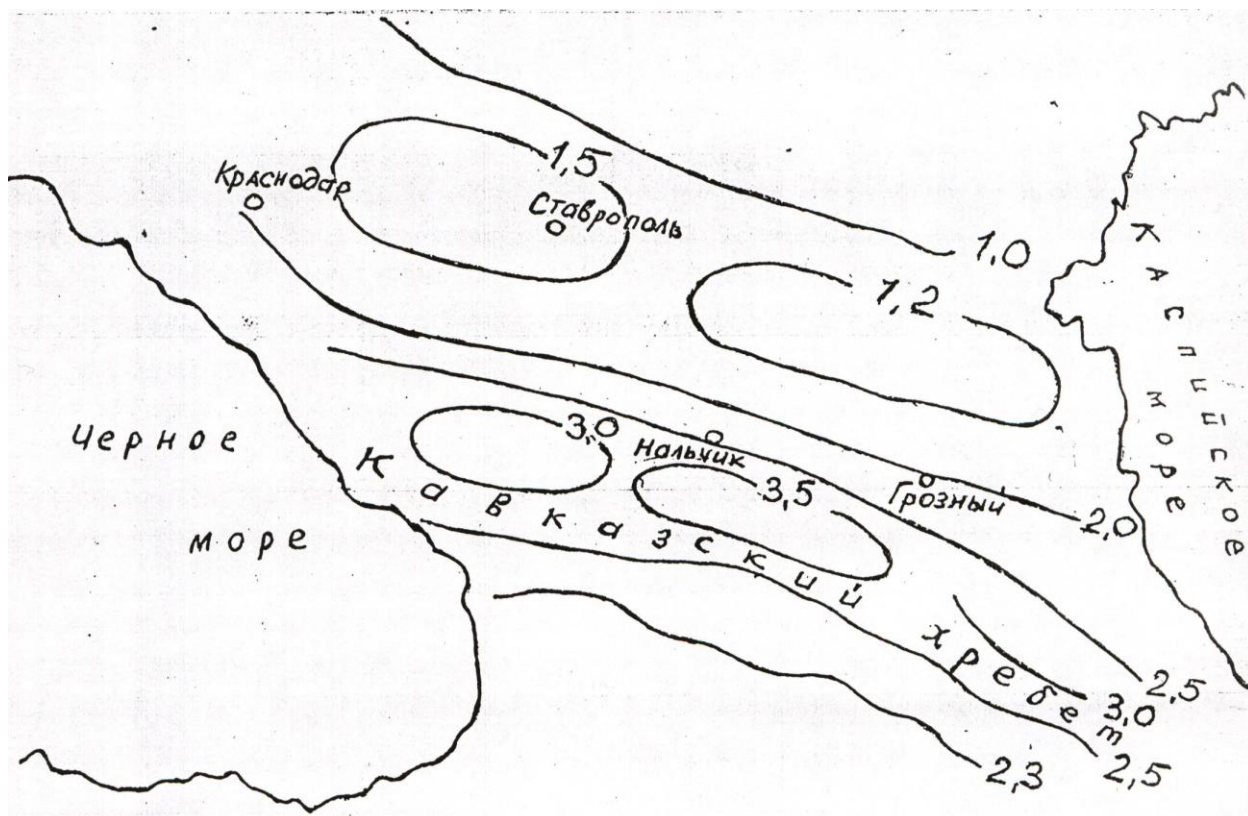


Рисунок 3.6 - Карта удельной поражаемости молниями 1 км^2 земной поверхности за год

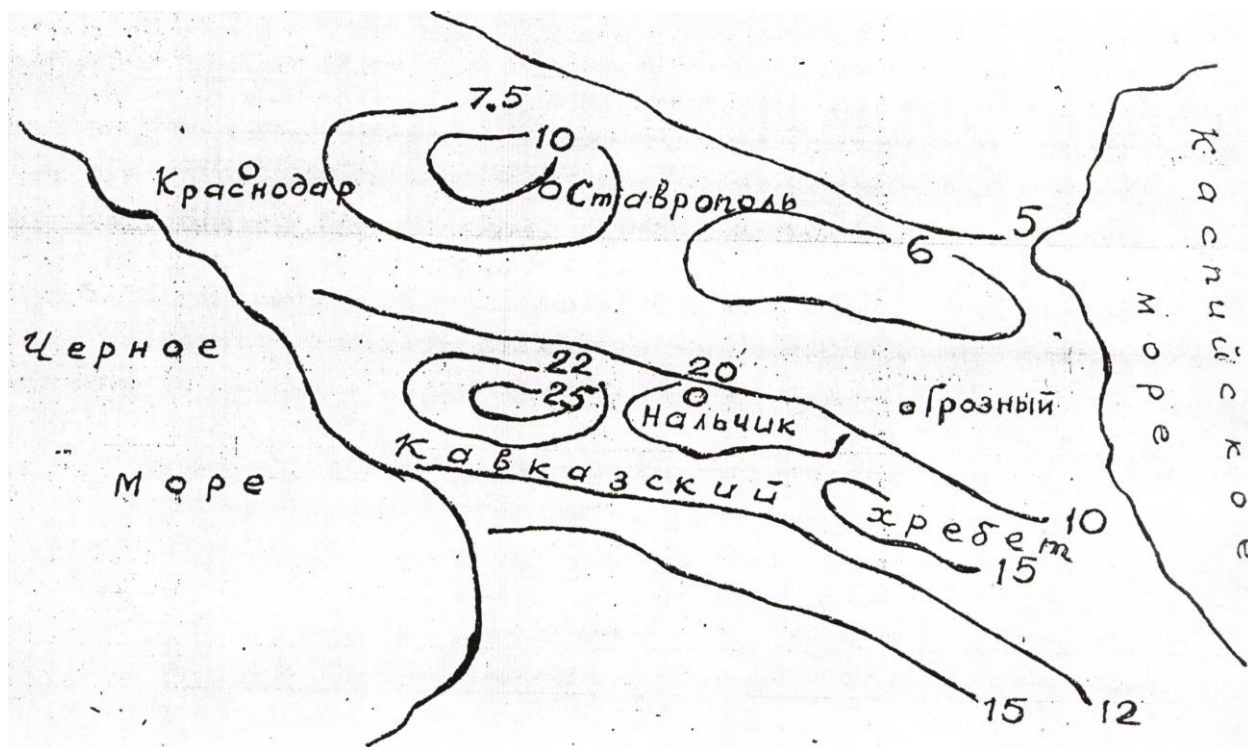


Рисунок 3.7 - Карта удельной среднегодовой плотности всех молниевых разрядов, приходящихся на площадь размером 1 км^2

Оказалось, что на исследуемой территории имеются относительно мелкомасштабные районы (очаги) повышенной грозовой активности и области с малым числом грозовых дней. Наиболее грозоопасными районами являются предгорья Эльбруса (более 40 дней с грозой), а также Краснодарский край (до 30 дней с грозой). Менее активные в грозовом отношении зоны – восточные районы Дагестана (около 20 дней с грозой) и северо-восточные районы Ставропольского края (18 дней с грозой).

Сравнивая карты распределения грозовой активности для территории Северного Кавказа, можно отметить, что наряду с сохранением пространственных закономерностей распространения гроз, где среднее значение грозовой активности практически не изменилось или изменилось незначительно, можно выделить районы, где грозовая активность изменилась заметно. В первую очередь это Ставропольский край. Замечено, что с начала 80-х годов стала уменьшаться продолжительность гроз. Необходимо заметить, что именно этим районам территории Северного Кавказа присуща достаточно высокая степень сельскохозяйственного и промышленного освоения, которая неизбежно означает трансформацию естественных ландшафтов, их значительную антропогенную изменчивость, при которой могут резко измениться температура и влажность в прилегающем к земле слое на многих десятках квадратных километров. Некоторым подтверждением возможности влияния антропогенных факторов на грозовую активность являются результаты следующих исследований. Было рассчитано отношение продолжительности гроз в год к средней ее продолжительности за многолетний период наблюдений. Оказалось, что данное отношение для горной части рассматриваемой территории практически не изменилось. Для равнинной же части имеет место уменьшение этого отношения.

Анализируя территориальное распределение грозовой активности за различные отрезки времени, можно сделать следующие выводы:

1. На фоне снижения средней многолетней грозовой активности, в целом, по территории Северного Кавказа местоположение основных ее очагов сохраняется.

2. Уменьшение продолжительности гроз и числа дней с грозой в год наблюдается в равнинной части рассматриваемой территории.

В отличие от ранее проводимых путем прямых визуальных наблюдений на метеопостах и с помощью счетчиков молний исследований климатических и физико-географических характеристик, не отличавшихся большой точностью и достоверностью, нами с 1976 г. проводятся дистанционные исследования гроз в предгорных районах Северного Кавказа (43° с.ш.) на территории площадью $30\,000\text{ км}^2$ с помощью базирующегося в одном пункте активно-пассивного радиотехнического комплекса. Показаны более высокая эффективность и преимущества предлагаемого нами метода по сравнению со старым [3].

В процессе исследований было установлено, что для площади наблюдений, ограниченной радиусом 10 км, продолжительность грозы и общее количество разрядов в 2 и 2,5 раза, соответственно, меньше, чем для площади радиусом 100 км.

Среднегодовое число дней с грозой составляет 41 со стандартным отклонением 7 и максимальным значением 53. Наибольшая повторяемость дней с грозой по месяцам наблюдается в июне (12 дней), несколько ниже она в июле, затем следуют май и август (10,8 и 8 дней, соответственно). Если смотреть по декадам, то максимум повторяемости приходится на первую декаду июня (5 дней), несколько ниже повторяемость в третьих декадах мая, июня, июля и второй декаде июня (4 дня). За годом, характеризуемым большим числом грозовых дней, как правило, следует год малоактивный в грозовом отношении.

Максимум продолжительности гроз приходится на последнюю декаду июня (4,8 ч со стандартным отклонением 2,5 ч). Велика продолжительность гроз и с третьей декады мая по вторую декаду июля (3,5 - 4 ч). В начале мая и

в августе продолжительность гроз мала.

Получено уравнение регрессии, связывающее длительность грозы в год на данной территории и общее число грозовых разрядов, генерируемых при этом над земной поверхностью площадью в $I \text{ км}^2$, в виде:

$$n = a \cdot T^{1,2}, \quad (3.1)$$

где $a = 2,8 \text{ разряд}/(\text{км}^2 \cdot \text{ч}^{1,2})$.

Для инженерных расчетов молниезащиты объектов в районах умеренных широт со средним числом дней с грозой до 40 в год можно рекомендовать вероятностное соотношение (3.1), установленное по достаточно большому числу дистанционных измерений радиотехническими средствами.

Тип метеорологических процессов в районе проведения экспериментов, в основном, обуславливался особенностями орографии, а именно наличием высоких гор, предгорий и равнин. За 5 лет наблюдений оказалось, что грозы в 75 % случаев развивались при прохождении фронтальных разделов воздушных масс (в 69 % случаев с холодными фронтами, в 5 % - с фронтами окклюзии, в 1 % - с теплым фронтом), в 8 % случаев грозы наблюдались из орографических облаков, и только в 17 %, случаев они фиксировались во время внутримассового развития. Орографические грозовые облака обычно развиваются в виде гряды под влиянием фронта орографической окклюзии, часто располагающегося вдоль Главного Кавказского хребта. По виду они напоминают линию шквалов, развивающуюся на холодном фронте, но имеют более низкие значения радиолокационных параметров и относительно слабую молниевую активность. Облачные системы, существующие на холодных фронтах, характеризуются поперечными размерами до 60-80 км, наличием большого количества взаимодействующих и изолированных конвективных ячеек, сильной грозовой активностью.

Грозовая активность на территории, где проводились

инструментальные наблюдения, сильно варьирует в зависимости от орографии и климатических условий. Значительное влияние на неоднородность грозовой активности оказывают особенности подстилающей поверхности.

Развитие грозовых явлений на Кавказе в значительной степени обусловлено неоднородностью рельефа этого региона, который включает в себя равнинную зону, предгорья и горный массив Большого Кавказа, состоящий из ряда параллельных хребтов. Влияние горных хребтов Большого Кавказа на воздушные течения сказывается до значительных высот (5-6 км) и в зависимости от направления перемещения воздушных масс грозо-градовые процессы либо усиливаются, либо ослабевают.

Анализ многолетних данных, полученных с помощью инструментальных наблюдений, показывает: около 64 % всех сильных грозовых процессов для территории КБР начинается в достаточно локальном районе, ограниченном верховьями рек Малки и Кубани. Однако варианты их перемещения весьма различны. По направлению перемещения сильных грозо-градовых процессов можно четко выделить три основных типа:

1 тип – юго-западное направление перемещения, совпадающее с направлением ущелий рек Кумы, Малки, Баксана и Черека. Эти процессы сопровождаются сильными грозовыми процессами в Зольском районе и на прилегающих территориях Ставропольского края. Доля этого типа перемещения составляет 44 %.

2 тип – западное направление перемещения, пересекая на своем пути ряд хребтов и ущелий, имеет весьма устойчивые и протяженные траектории, с сильными грозовыми процессами. Этот тип перемещения составляет 27 %. Хотя этот процент гораздо меньше, чем у 1 типа перемещения, проходя всю территорию КБР с запада на восток, он охватывает значительную часть республики.

3 тип – северо-западное направление перемещения, проходит, в основном, горными и предгорными районами КБР и РСО – Алания. Сходные

траектории имеют интенсивные процессы переходного типа. Этот тип перемещения составляет 29 %.

Сильные грозовые процессы, зарождающиеся в верховьях междуречья Малки и Баксана, Баксана и Черека, Черека и Терека, сохраняют все три типа перемещения. Пространство между Главным Кавказским хребтом и Скалистым хребтом (Пастбищный хребет) заполнено отрогами, изрезанными глубокими каньонами. Как показывают данные, при переходе этих отрогов грозовыми облаками происходит резкое усиление удельной поражаемости молниевыми разрядами.

Синхронные наблюдения с помощью метеорологического радиолокатора МРЛ-2 (МРЛ-5) и РЛС П-15 (П-12) позволили установить, что когда вершины облака превышают изотерму -20°C – уровень массовой кристаллизации капель воды, такое облако может стать грозовым, то есть в облаке создаются условия для разделения электрических зарядов и их нейтрализации молнией [56]. На Северном Кавказе только в 8% случаев в наблюдаемых грозах максимальная высота верхней границы радиоэха $H_{\text{вг}} < H_{-20^{\circ}\text{C}}$. Среднее значение $H_{\text{мак}} - H_{-20^{\circ}\text{C}} \approx 3$ км. Высота верхней границы радиоэха $H_{\text{вг}}$ является одним из важных факторов, определяющих его электрическую активность.

Основное количество (90 %) точек координат молниевых разрядов, определенных с помощью АГПД "Очаг-2П", заключено внутри изолинии радиолокационной отражаемости $I \text{ мм}^6/\text{м}^3$. Была сделана попытка найти корреляционную связь между объемом облачной среды внутри изоповерхности радиоэха $I \text{ мм}^6/\text{м}^3$ и частотой грозовых разрядов. Значение коэффициента корреляции оказалось равным 0,4 с 95 %-ным доверительным интервалом 0,2 - 0,6. А величины объема радиоэха и интенсивности радиоизлучения грозовых облаков вообще оказались независимыми. Слабую корреляцию можно объяснить тем, что одинаковый объем имеют как облака с небольшими высотами и большими поперечными размерами, например, слоисто-дождевые, так и высокие конвективные ячейки с небольшими

площадями оснований. Наибольшее значение коэффициента 0,73 с 95 %-ным доверительным интервалом 0,67 - 0,77 получилось при отыскании корреляционной связи между максимальной частотой грозовых разрядов и произведением объема облачной ячейки на отношение переохлажденной части к теплой части облака.

Нам не удалось выявить четкой зависимости между грозовыми характеристиками и количеством осадков. В частности, как видно из рисунка 3.8, где приводятся данные о количестве дней с грозой в месяц и количестве осадков (по годам наблюдений с 1981 по 1986 гг.) не видно четкой взаимосвязи между этими параметрами.

Впервые по сравнению с ранее проводимыми исследованиями, в которых измерялись характеристики для грозовых очагов в целом, то есть грозоактивных частей облачных систем, ограниченных окружностью определенного радиуса с центром в месте установки регистрирующего прибора, на основе большого экспериментального материала построены статистические распределения повторяемости длительности T существования грозовых явлений, максимальной частоты F_m возникновения молний и общего числа N грозовых разрядов, генерируемых за время жизни индивидуальных конвективных ячеек для всех типов облачных процессов. Характеристики распределений приведены в таблице 3.1.

Таблица 3.1 - Характеристики распределений T , N и F_m

№ № пп	Параметр	Число реги- стра- ций	Ме- ди- ана	Мак- симум	Мо- да	Матема- тическое ожидание	Стан- дартное отклоне- ние	Про- центиль 95 %
1.	T мин.	459	28	221	18	34	24	80
2.	N молний	439	80	7913	25	242	522	1150
3.	F_m мин ⁻¹	452	7	96	3	12	14	42

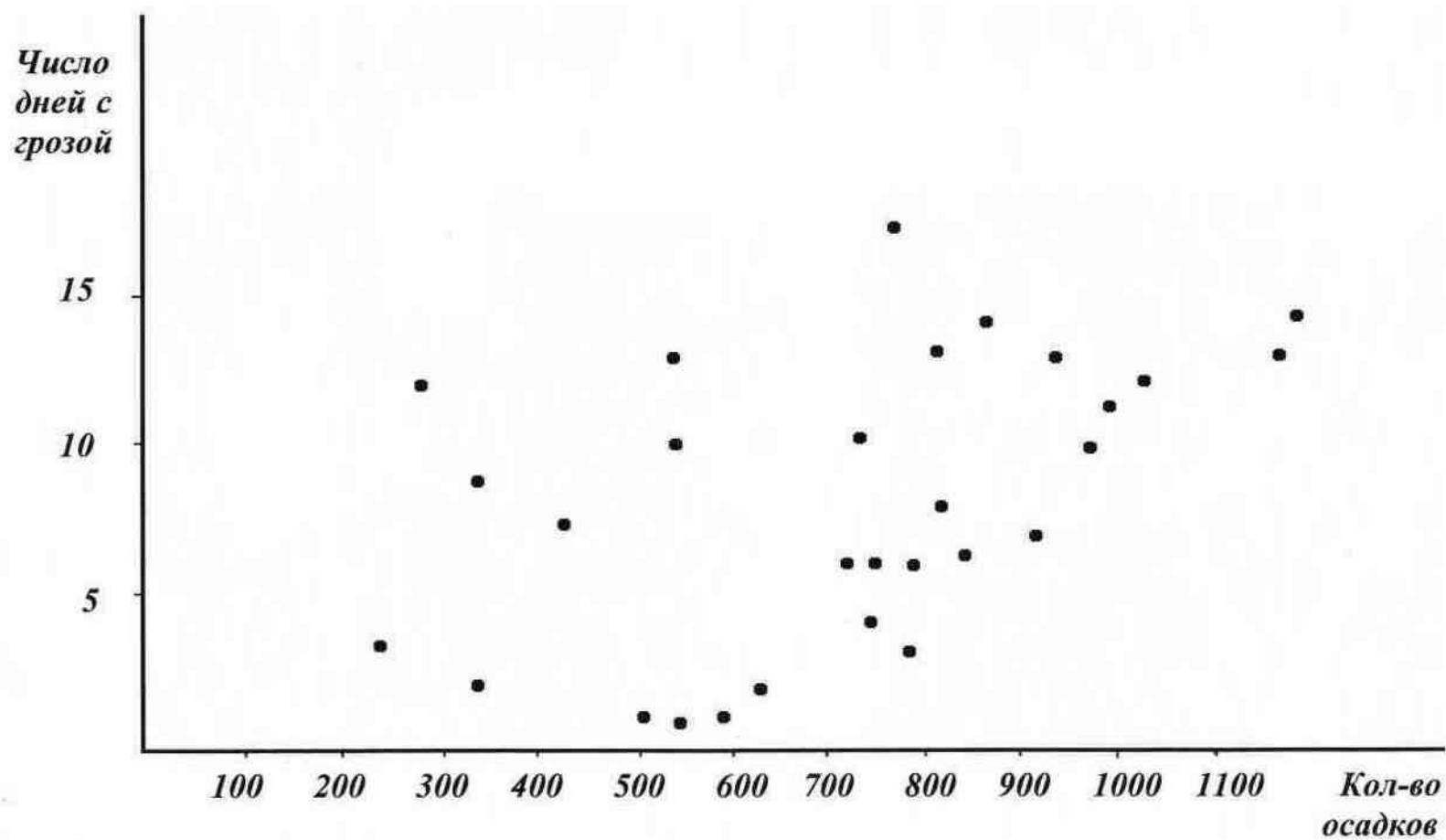


Рисунок 3.8 - Средние значения числа дней с грозой в месяц и количество выпавших осадков в грозовые дни

Кроме того, в целях выработки критериев по определению физической эффективности активных воздействий, проводимых в различных целях на грозо-градовые процессы, по 400 случаям получены распределения вероятности T , F_m и N для выборок естественно эволюционирующих облачных ячеек. Найдены их аппроксимации теоретическими законами распределения. Для T - это логарифмически-нормальное, для F_m - экспоненциальное распределение, для N распределение Пирсона III типа. Плотности распределений перечисленных характеристик грозовой деятельности имеют следующий вид:

$$f(T) = \frac{0,63T_0}{T} e^{-1,25(\ln T / T_0) - 3,31)^2}, \quad (3.2)$$

$$f(F_m) = 0,0819e^{-0,0819F_m / F_0}, \quad (3.3)$$

$$f(N) = 0,0326(N + 17)^{-0,575} e^{-0,0018(N+17)}, \quad (3.4)$$

где T измеряется в мин, F_m - в мин⁻¹;

$$T_0 = 1 \text{ мин};$$

$$F_0 = 1 \text{ мин}^{-1}.$$

Гистограммы и плотности распределения вероятности T , F_m и N представлены на рисунках 3.9, 3.10 и 3.11, соответственно.

Получены уравнения исторической регрессии с доверительными зонами для различных уровней значимости, связывающие длительность грозы, максимальную частоту молний и общее число грозových разрядов, генерируемых за время жизни облачных ячеек,

$$N = 12,88T - 185,5 \quad \text{и} \quad T = 0,0365N + 22,98 \quad (3.5)$$

$$F_m = 0,336T - 0,167 \quad \text{и} \quad T = 0,965F_m + 20,8 \quad (3.6)$$

$$F_m = 0,0274N + 4,4 \quad \text{и} \quad N = 27,75F_m - 72,28 \quad (3.7)$$

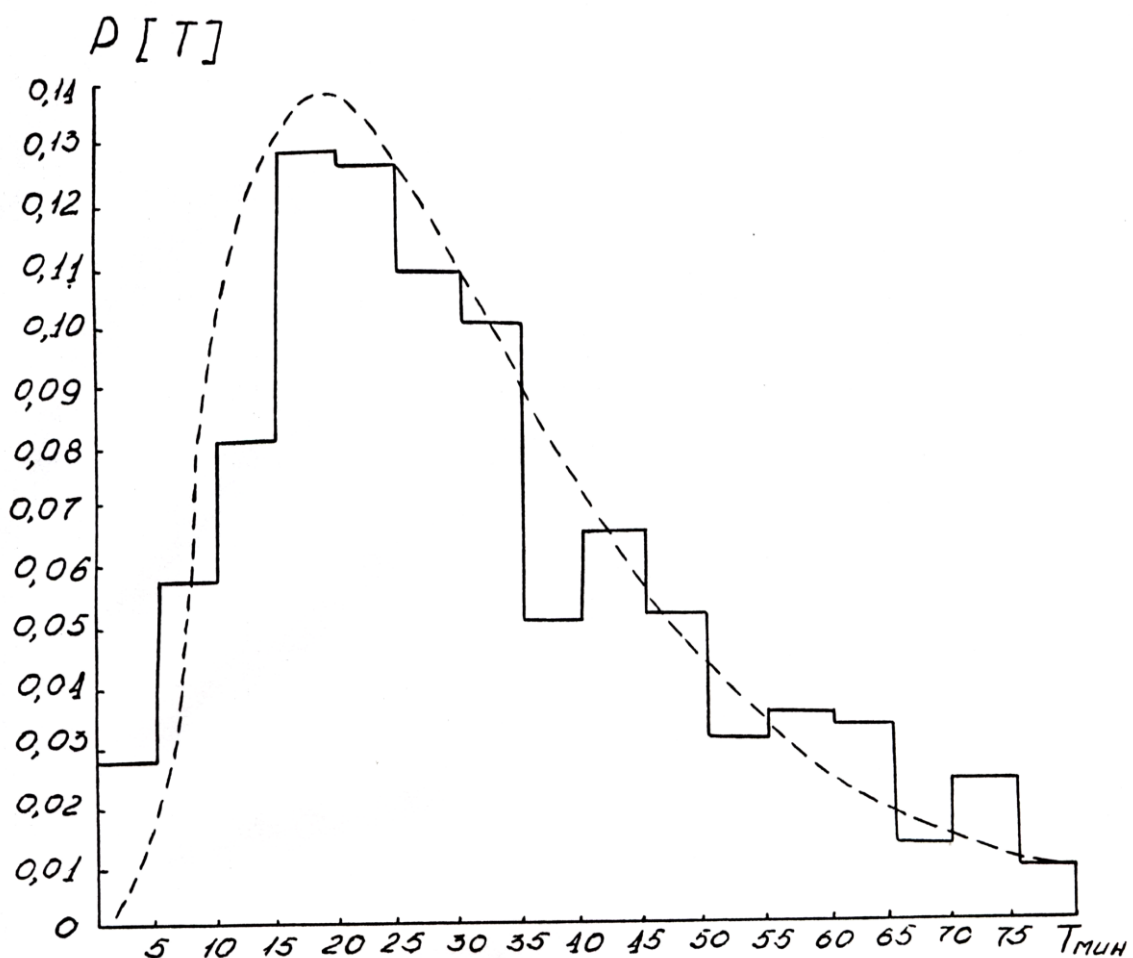


Рисунок 3.9 - Гистограмма повторяемости и функция плотности логарифмически-нормального распределения длительности T существования грозовых явлений в облачных конвективных ячейках различных типов

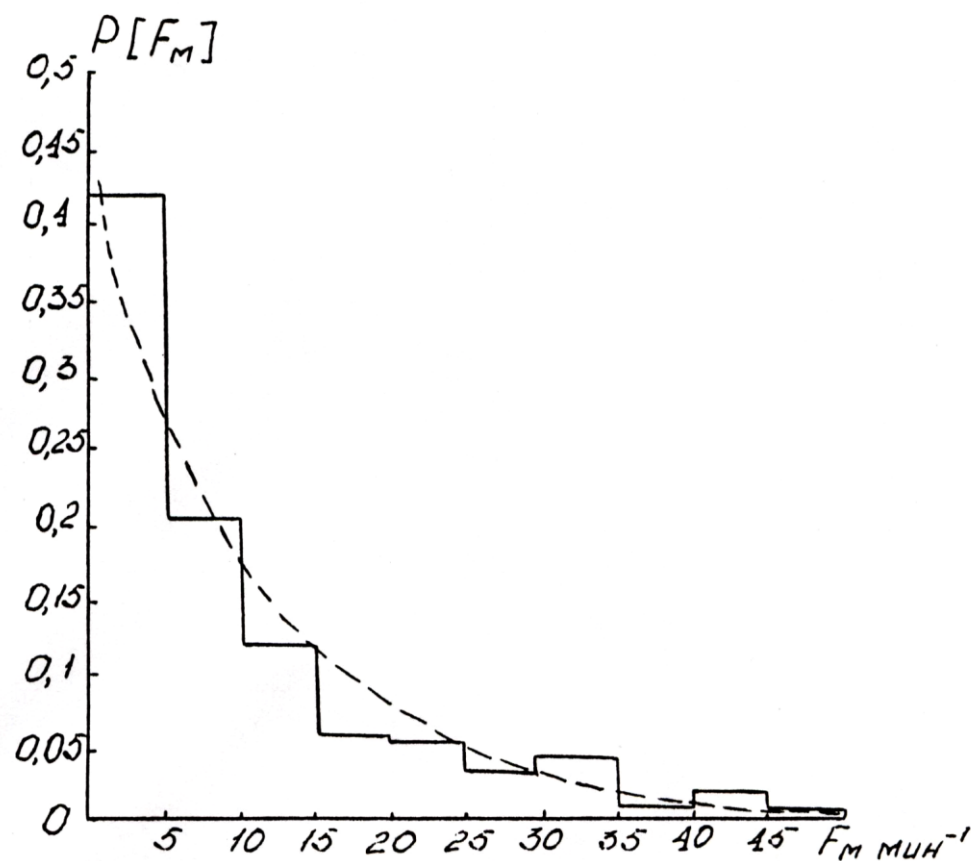


Рисунок 3.10 - Гистограмма повторяемости и функция плотности экспоненциального распределения максимальной частоты F_M возникновения молний в облачных конвективных ячейках различных типов

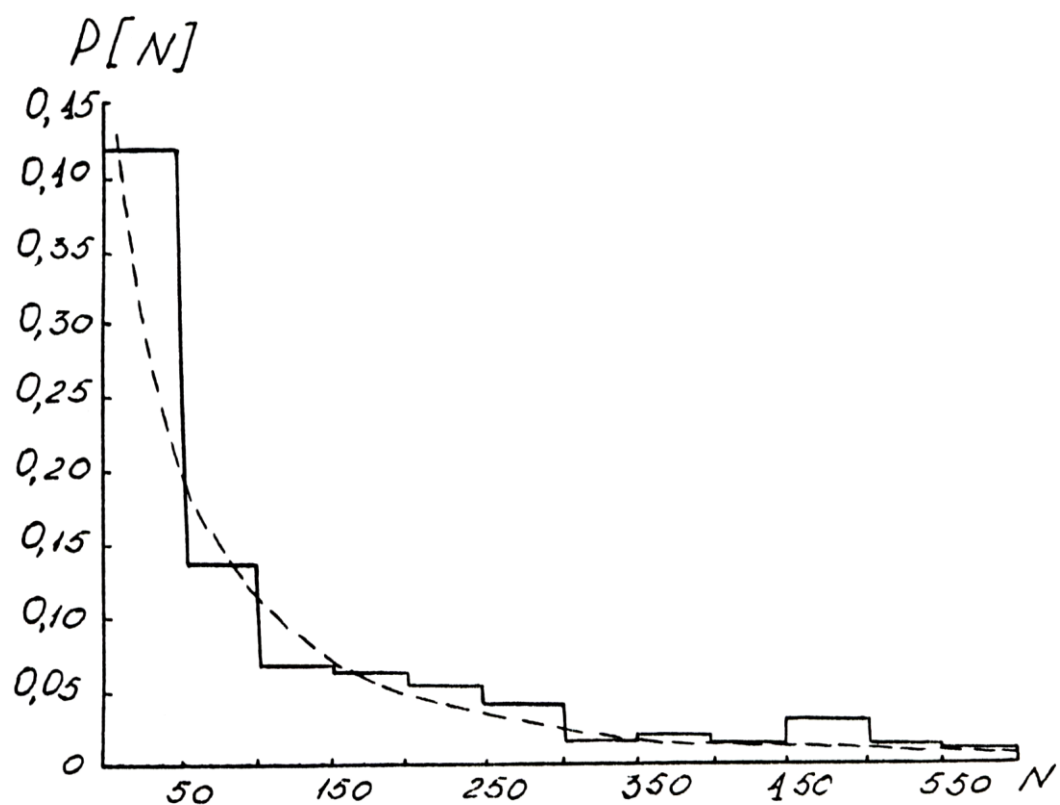
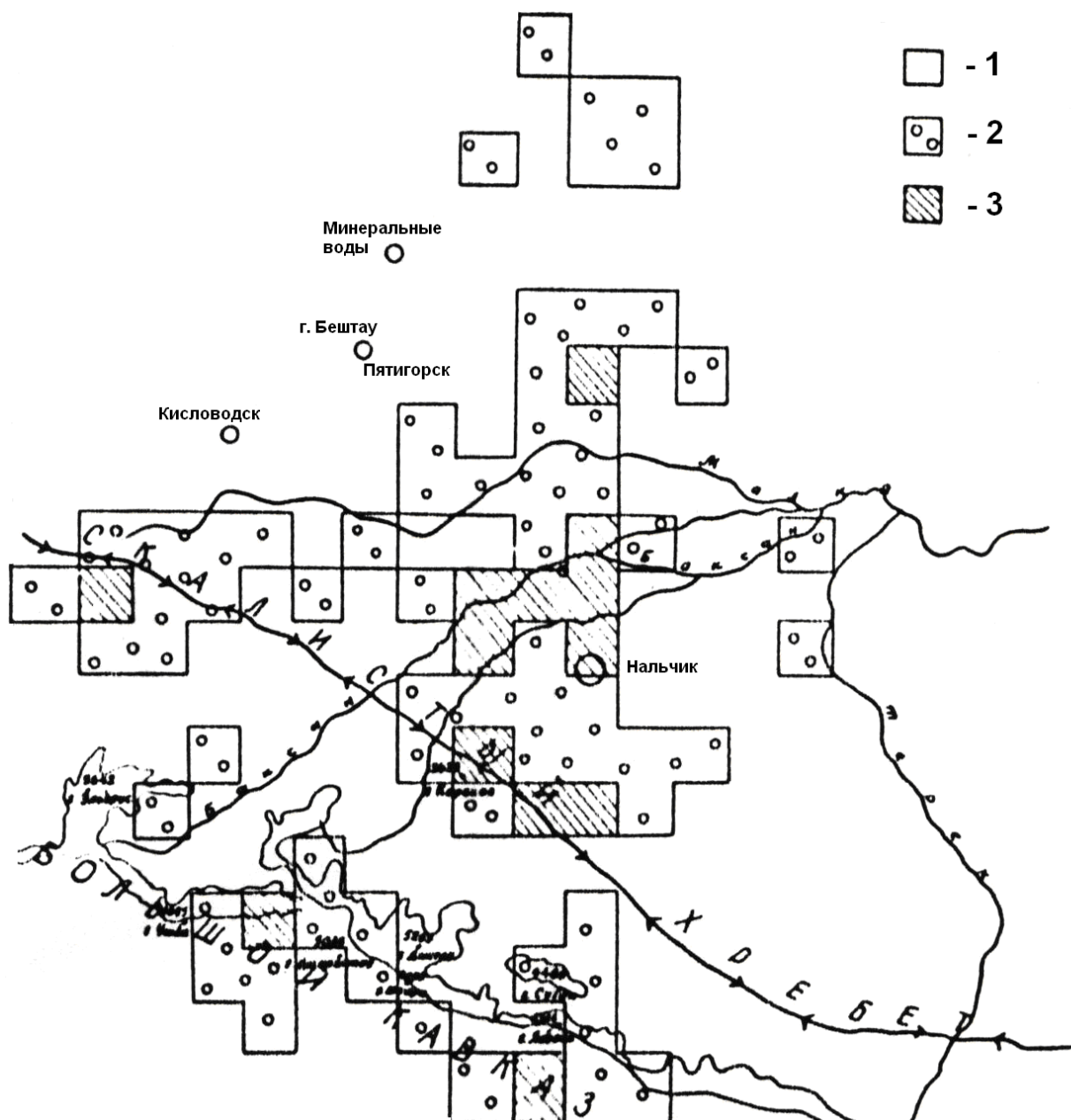


Рисунок 3.11 - Гистограмма повторяемости и функция плотности распределения Пирсона 3 типа общего числа N грозových разрядов, генерируемых за время жизни облачных конвективных ячеек различных типов

Исследована степень зависимости T , F_m и N между собой. Коэффициенты линейной корреляции для уравнений (3.5), (3.6) и (3.7) составляют 0,686 (доверительный интервал при 99%-ном уровне значимости 0,62 - 0,743), 0,57 - (0,49-0,64) и 0,873 (0,842-0,898), соответственно.

Из [38] следует, что количество информации, получаемой с помощью импульсного дальномера АГПД "Очаг-2П", приблизительно определяется долей разрядов облако - земля в общем их числе. Сравнивая количества грозовых разрядов, регистрируемых с помощью АГПД в амплитудном и Е-Н режимах, в радиусе до 75 км от пункта наблюдений (выбор такого радиуса определяется значением ближайшей градации на экране индикатора амплитудного дальномера к 100 км - границе экрана индикатора импульсного дальномера), можно оценить соотношение молний облако - земля и всех грозовых разрядов в данном географическом районе. Оценка этого соотношения, полученного с помощью АГПД, составила в Ленинградской области (60° с.ш.) 1:2 - 1:4 [38], в КБР (43° с.ш.) - 1:5, на экваторе - 1:12 - 1:18. Исследования грозовой деятельности в акватории экваториальной части Индийского океана проводились в 1983 г. с помощью штатного образца АГПД "Очаг-2П", установленного на научно-исследовательском судне "Изумруд". Правильность оценки соотношения, полученного по данным АГПД в КБР, подтверждается известными выводами, сделанными в работе Пирса [113], в которой говорится, что относительное значение числа P грозовых разрядов на землю, в среднем, имеет тенденцию падать при уменьшении широты места φ . По его данным на основе визуальных наблюдений на метеостанциях при $\varphi=60^\circ$ $P \approx 0.5$, при $\varphi = 0^\circ$ $P \approx 0.1$.

На рисунке 3.12 представлена карта среднегодовой удельной поражаемости молниями части территории Северного Кавказа площадью 30000 км^2 , построенная на основе данных, полученных с помощью АГПД "Очаг-2П" в течение четырех лет. По числу ударов молний в землю P , приходящихся на единицу площади, карта разбита на три градации: 1) до 40 молний на 100 км^2 ; 2) от 40 до 80 молний на 100 км^2 ; 3) более 80 молний на



Обозначения:

- 1 - до 40 молний на 100 км²;
- 2 - от 40 до 80 молний на 100 км;
- 3 - более 80 молний на 100 км

Рисунок 3.12 - Карта среднегодовой удельной поражаемости молниями части территории Северного Кавказа площадью 30 000 км²

100 км². Из всей площади на вторую градацию приходится 6300 км², на третью - 1300 км². Наиболее высокая удельная поражаемость молниями наблюдается вдоль гребней Большого Кавказского и Скалистого хребтов, довольно высока она и в горных районах Грузии, кроме того, прослеживаются области повышенной удельной поражаемости вдоль пути фронтальных грозо-градовых процессов, в местах выхода мощных конвективных облаков из предгорий на равнину, где, как показывают наблюдения, происходит их резкое усиление.

Удельная поражаемость, соответствующая низшей градации, имеет место, в основном, на равнинах, плоскогорьях, в межгорных долинах рек и котловинах, а также вблизи горных вершин на высотах более 4000 м над уровнем моря. Анализ почвенной, климатической карт и карты растительности показал, что удельная поражаемость молниями не ниже второй градации наблюдается в местностях с горно-лесными почвами и выщелоченными черноземами, сумма осадков за год на которых составляет не менее 800-1600 мм, наиболее подвержены поражению молниями горные хвойные и широколиственные леса. Не отмечено четкой взаимосвязи между областями высокой удельной поражаемости молниями и местами залежей полезных ископаемых.

ГЛАВА 4 ИМПУЛЬСНО-ВРЕМЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗЛУЧЕНИЯ ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ В ДЕЦИМЕТРОВОМ ДИАПАЗОНЕ РАДИОВОЛН

Гроза является мощным источником электромагнитного излучения, регистрируя которое получают информацию о пространственно-временной структуре разрядных явлений, характеристиках протекающих в них физических процессов, электрическом строении облаков и его эволюции во времени [41,83,114]. Определенный интерес представляют исследования радиоизлучения в ВЧ-СВЧ диапазонах [40,41,49,61,83,85,102,105,114]. Применение в этих диапазонах узконаправленных антенн позволяет выделить радиоизлучение от отдельных облачных конвективных ячеек при наличии большого числа грозовых очагов. Хотя процессы, обуславливающие радиоизлучение в СВЧ диапазоне, еще до конца не изучены, как будет показано ниже, его можно использовать для получения в реальном масштабе времени сведений о фазе развития грозы, частотах генерации ячейкой мелкомасштабных слаботочных и молниевых разрядов, их длительностях, числе компонентов во вспышке молнии, времени между последовательными возвратными ударами и т.д. Возможность контроля электрического состояния отдельной конвективной ячейки, входящей в облачную систему, приобретает особую актуальность при оценке физической эффективности активных воздействий, проводимых в различных целях на грозо-градовые облака.

Исследование импульсно-временных характеристик излучения грозовых облаков проводилось нами с помощью подключенного к выходу приемника РЛС дециметрового диапазона измерителя параметров пакетов импульсов ЭМИ [9,11,64,71,74].

Как следует из [41], пакеты импульсов радиоизлучения длительностью менее 20 мс с вероятностью 90 % обуславливаются мелкомасштабными

слаботочными, в основном, коронно-стриммерными разрядными процессами, более 20 мс - молниями, т.е. завершёнными разрядами между основными зарядами в облаках или между облаком и землей. В проводимом нами эксперименте адекватность радиоизлучения длительностью более 20 мс молниям дополнительно подтверждалась регистрацией отраженного радиолокационного сигнала от ионизированного канала на частоте 160 МГц и быстрых изменений напряженности электромагнитного поля. При этом одновременно определялась дальность до молнии.

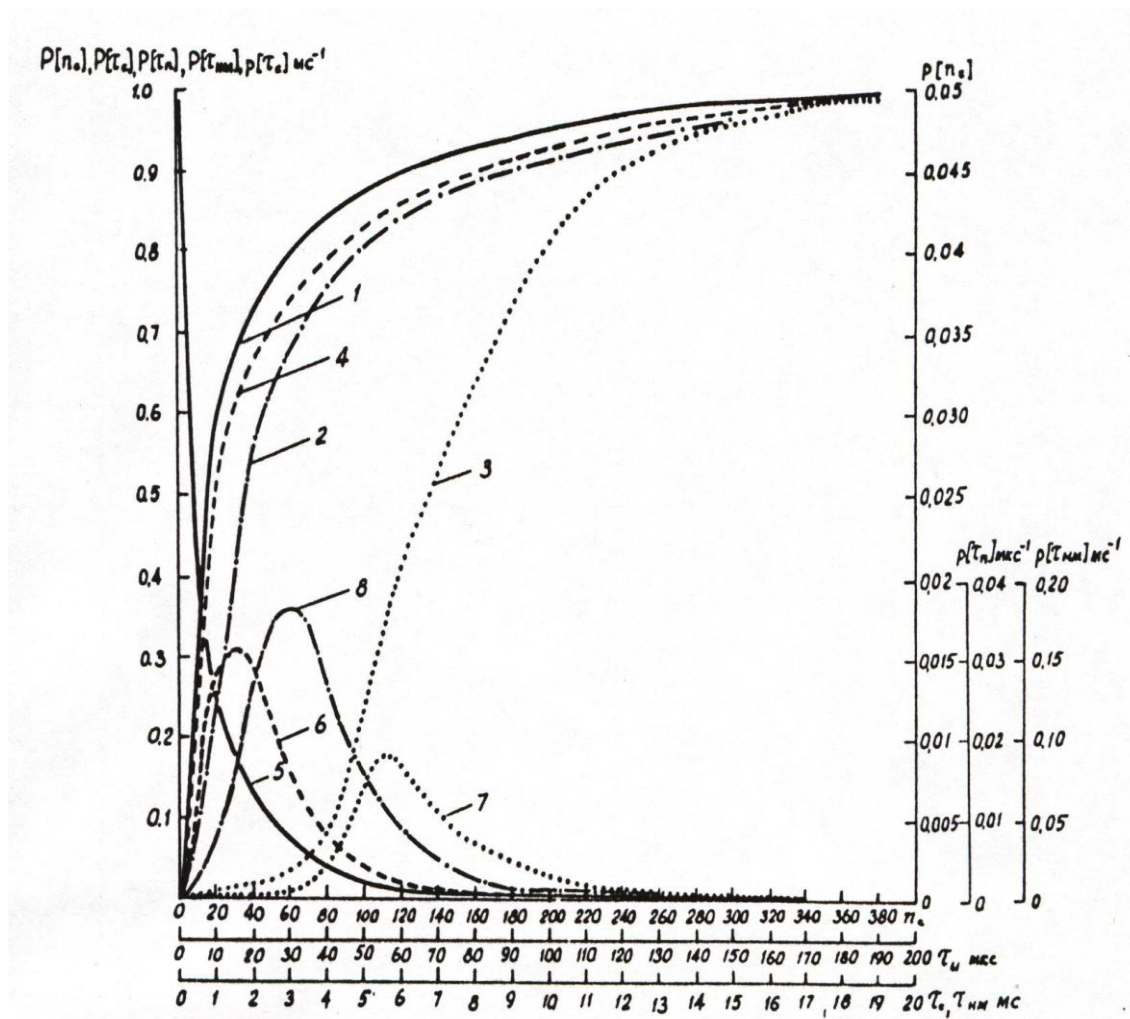
Анализ осциллограмм пакетов радиоизлучения разрядных явлений в облаках показал, что они представляют собой последовательности серий, состоящих из импульсов длительностью более 6-10 мкс. Промежутки между сериями заполнены импульсами в единицы микросекунд.

На рисунке 4.1 приведены интегральные распределения и плотности распределения числа импульсов n_c в серии, длительностей отдельной серии τ_c в пакете импульсов радиоизлучения и промежутка «межимпульсный интервал плюс импульс» τ_u в ней. Средние значения τ_c и τ_u и их стандартные отклонения составляют 3,7 мс и 88 мкс, 3,9 мс и 100 мкс, соответственно. Только 1 % τ_u имеет длительность менее 20 мкс.

Число импульсов в серии хорошо аппроксимируется трехпараметрической кривой Пирсона с математическим ожиданием и средним квадратичным отклонением, соответственно равными 51 и 77.

Была сделана попытка выявить корреляционную связь между числом импульсов в серии и её длительностью, измеряемой в миллисекундах. Значение коэффициента линейной корреляции оказалось равным 0,53. Найденная по методу максимального правдоподобия статистическая зависимость между этими параметрами серии имеет вид

$$n_c = 18 \tau_c^{1,1} \quad (4.1)$$



Обозначения:

1,5 – распределения числа импульсов n_c в серии;

2, 6 – распределения длительности отдельной серии T_c в пакете импульсов радиоизлучения;

3, 7 – распределения промежутка «межимпульсный интервал плюс импульс» T_u в серии;

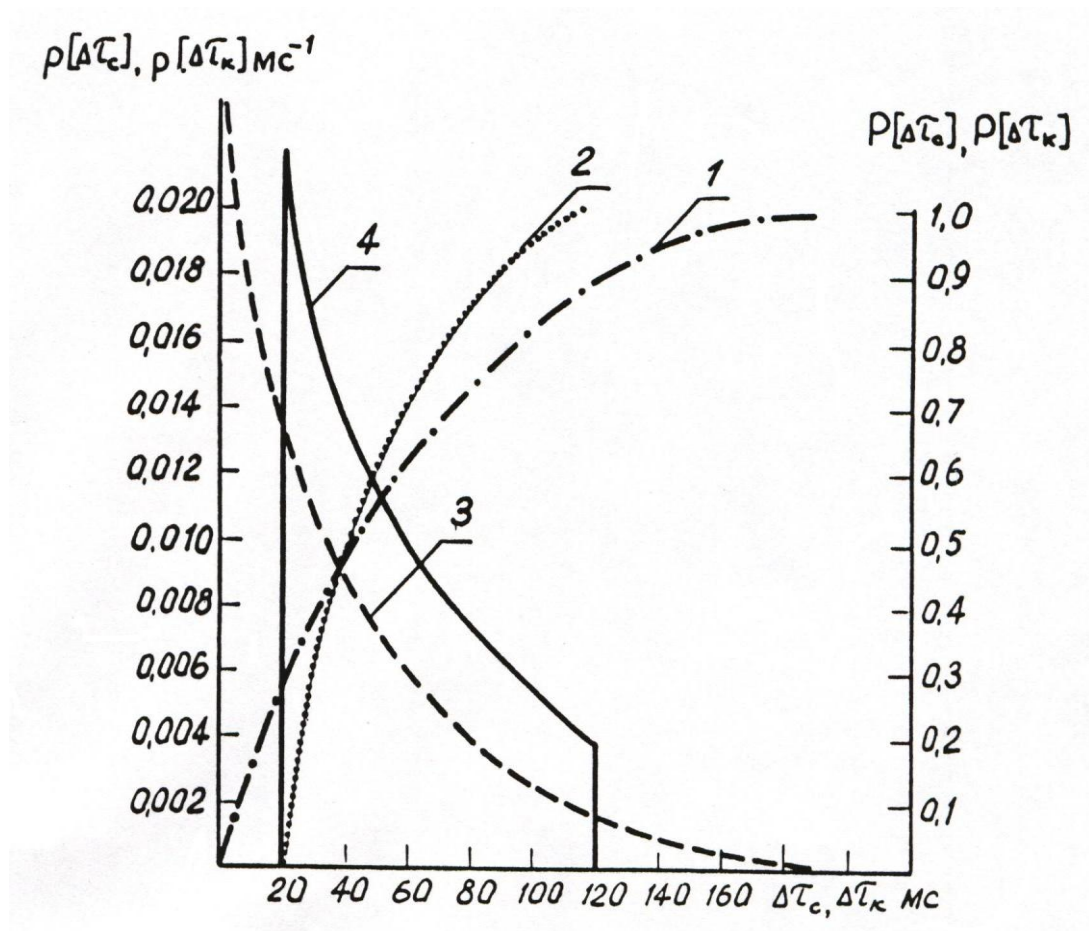
4, 8 – распределения длительности пакетов импульсов радиоизлучения немолниевых разрядных процессов T_{nm} .

Объемы выборок для n_c , T_c и T_u составляют 610 случаев каждый, для T_{nm} – 3156 случаев.

Рисунок 4.1 - Интегральные распределения (1, 2, 3, 4) и плотности распределения (5, 6, 7, 8)

Для правильного функционирования измерителя параметров пакетов импульсов радиоизлучения важно было подобрать такой режим его работы, чтобы одному зарегистрированному пакету с высокой степенью достоверности соответствовала одна вспышка молнии. Согласно [83], время 90 мс является наибольшим промежутком между возвратными ударами, распространяющимися по одному и тому же каналу, если в молнии отсутствуют длительные токи. Примерно в 50 % многократных вспышек после возвратного удара хоть один раз возникает длительный ток, наблюдающийся, по крайней мере, 40 мс, а иногда - 500 мс. Такие токи не являются источниками интенсивного СВЧ излучения. На рисунке 4.2 приведены интегральное распределение и плотность распределения интервалов $\Delta\tau_c$ между сериями импульсов, ограниченных максимальным значением 1 с. Анализ распределения, хорошо описываемого экспоненциальным законом с параметром, равным 50,74 мс, показал, что 80 % значений $\Delta\tau_c$ не выходят за пределы 90 мс, 90 % - 120 мс, 99 % - 180 мс. За минимальное время между двумя сериями импульсов радиоизлучения, при превышении которого начало последующей серии будет считаться началом нового пакета импульсов, обусловленного другим молниевым разрядом, были приняты 120 мс. В этом случае вероятности, как ошибочного объединения в один пакет серий импульсов, излучаемых различными молниевыми разрядами, так и разделения порции радиоизлучения одной молнии на несколько пакетов импульсов, не будут превышать 10 %.

Согласно, как имеющимся литературным данным [61], так и проведенным нами экспериментам по совместной регистрации СВЧ излучения и быстрых изменений электромагнитного поля, вызываемых молниями, серия импульсов в пакете радиоизлучения не соответствует отдельному компоненту в разряде. Обычно серий в пакете больше, чем компонентов во вспышке молнии. На рисунке 4.3 приведены интегральное распределение и плотность распределения числа серий N_c в пакете



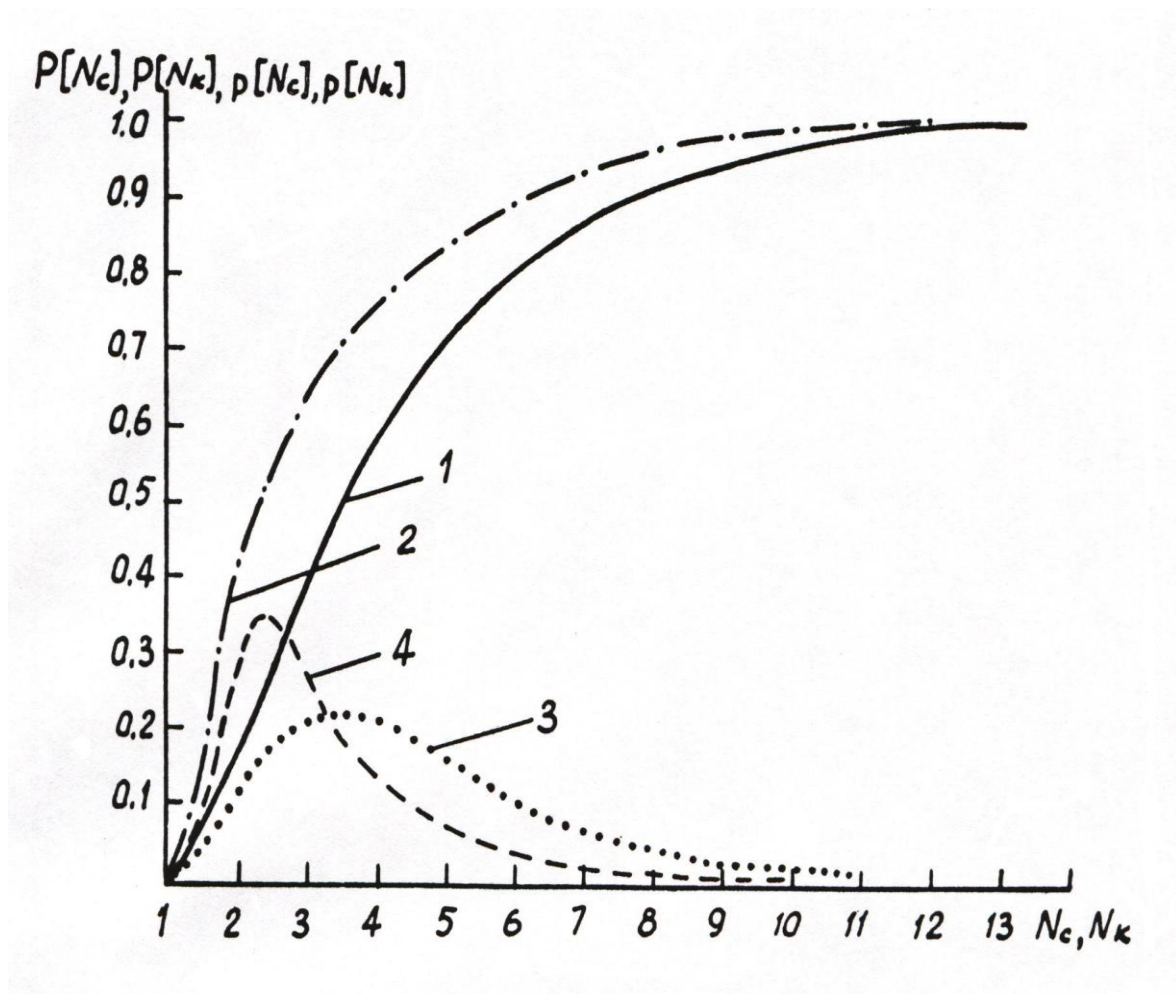
Обозначения:

1, 3 – распределения временных интервалов $\Delta\tau_c$ между сериями импульсов, ограниченных максимальным значением 1 с;

2, 4 – распределения временных интервалов $\Delta\tau_k$ между соседними возвратными ударами во вспышке молнии.

Объемы выборок для $\Delta\tau_c$ и $\Delta\tau_k$ составляют 400 и 4937 случаев, соответственно.

Рисунок 4.2 - Интегральные распределения (1, 2)
и плотности распределения (3, 4)



Обозначения:

1, 3 – распределения числа серий N_c в пакете импульсов радиоизлучения молний;

2, 4 – распределения числа компонентов N_k во вспышке молнии.

Объемы выборок для N_c и N_k составляют 108 и 3405 случаев, соответственно.

Рисунок 4.3 - Интегральные распределения (1, 2)
и плотности распределения (3, 4)

импульсов радиоизлучения. Однако, если отдельные серии в пакете объединять в одну до тех пор, пока длительность интервала между соседними сериями не превысит 20 мс, с вероятностью 90 %, полученная серия импульсов будет тождественна одному компоненту во вспышке молнии. Задав такой режим работы измерителя параметров пакетов импульсов радиоизлучения, можно получить оперативную информацию о числе компонентов N_k и продолжительности $\Delta\tau_k$ промежутка между двумя последующими возвратными ударами во вспышке молнии.

Как показал анализ около 5000 случаев, характер распределений длительности интервалов между любыми двумя предыдущими и последующими компонентами во вспышке остается неизменным. Поэтому распределение строилось для интервалов между всеми компонентами во всех вспышках (рисунок 4.2). Среднее значение $\Delta\tau_k$ составляет 57 мс.

На рисунке 4.3 приведены интегральное распределение и плотность распределения числа компонентов во вспышке молнии, хорошо согласующиеся с имеющимися в литературных источниках [83], что подтверждает возможность непрерывного контроля по СВЧ излучению временных характеристик различных стадий молний из отдельной конвективной ячейки. Среднее число компонентов во вспышке молнии равняется 3, стандартное отклонение - 2. Больше всего наблюдается двухкомпонентных разрядов, а максимальное зарегистрированное число компонентов во вспышке молнии составило 16.

В 95 % случаев длительность пакетов импульсов радиоизлучения молний с количеством компонентов во вспышке от 1 до 6 не превышает значений 150, 200, 350, 450, 550 и 650 мс, соответственно.

Была проведена проверка идентичности характеристик пакетов импульсов радиоизлучения молний, принимаемых с разных расстояний. Для расстояний 10-30, 30-50, 50-80 км были построены статистические распределения повторяемости числа импульсов в пакете (рисунок 4.4).

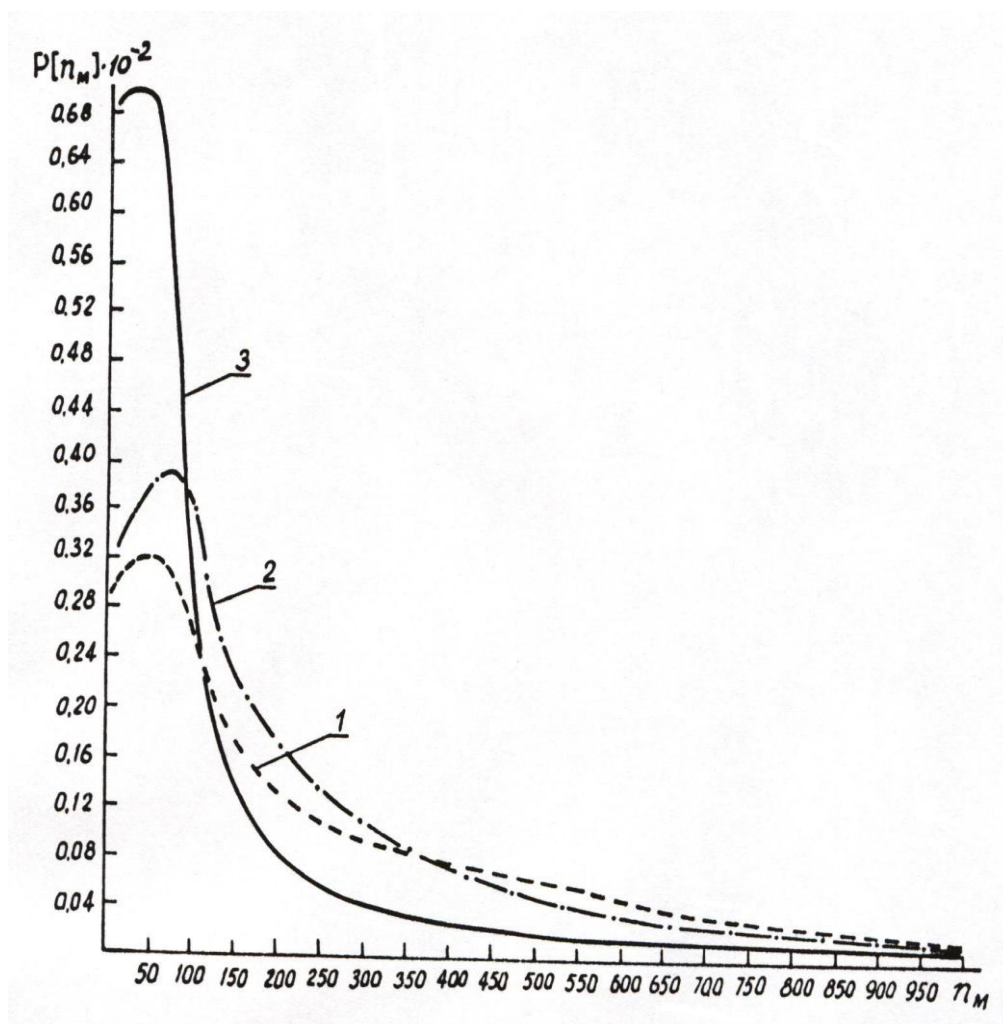


Рисунок 4.4 - Плотности распределения числа импульсов n_m в пакете радиоизлучения молний для расстояний между источником и приемником 10-130 км (1), 30-50 км (2) и 50-80 км (3). Объемы выборок 1811, 1709 и 464 случаев, соответственно.

Выяснилось, что при уменьшении расстояния распределение уширяется. Так среднее значение числа импульсов возрастает со 172 до 306, а максимальное значение - с 2490 до 3640. При распространении над землей напряженность радиационной составляющей электромагнитного поля убывает пропорционально расстоянию. Поэтому, чем больше будет расстояние между грозовым очагом и приемником, тем большая часть амплитуд импульсов окажется ниже его порога чувствительности, и тем меньшее число импульсов будет зарегистрировано в пакете.

Для этих же интервалов расстояний построены распределения повторяемости длительности τ_m пакетов импульсов радиоизлучения молний (рисунок 4.5). Здесь также наблюдается, но в гораздо меньшей степени, чем для импульсов, зависимость длительности τ_m пакетов от расстояния. Среднее значение τ_m составляет 128,5, 138 и 147,4 мс для 50-80, 30-50 и 10-30 км, соответственно. Хвост распределения при уменьшении расстояния смещается вправо. Прямые расчеты показывают, что линейная корреляция между числом импульсов и длительностью пакета почти отсутствует. Таким образом, по числу импульсов в пакете нельзя делать вывод о его длительности. Распределение τ_m пакетов радиоизлучения молний является бимодальным. По нашему мнению, такой характер распределения объясняется особенностями возникновения и развития грозовой деятельности. Слаботочным разрядам между флуктуирующими неоднородностями заряда присущи определенные масштабы, а значит и длительности. То же можно сказать и о молниях. При уменьшении расстояния между грозовым облаком и пунктом наблюдений приходящийся на интервал 60-80 мс провал между максимумами становится менее выраженным, что говорит об увеличении на близких расстояниях доли регистрируемых пакетов импульсов радиоизлучения длительностями до 100 мс немолниевого происхождения, и, следовательно, снижении достоверности результатов разделения порций радиоизлучения только по длительности на

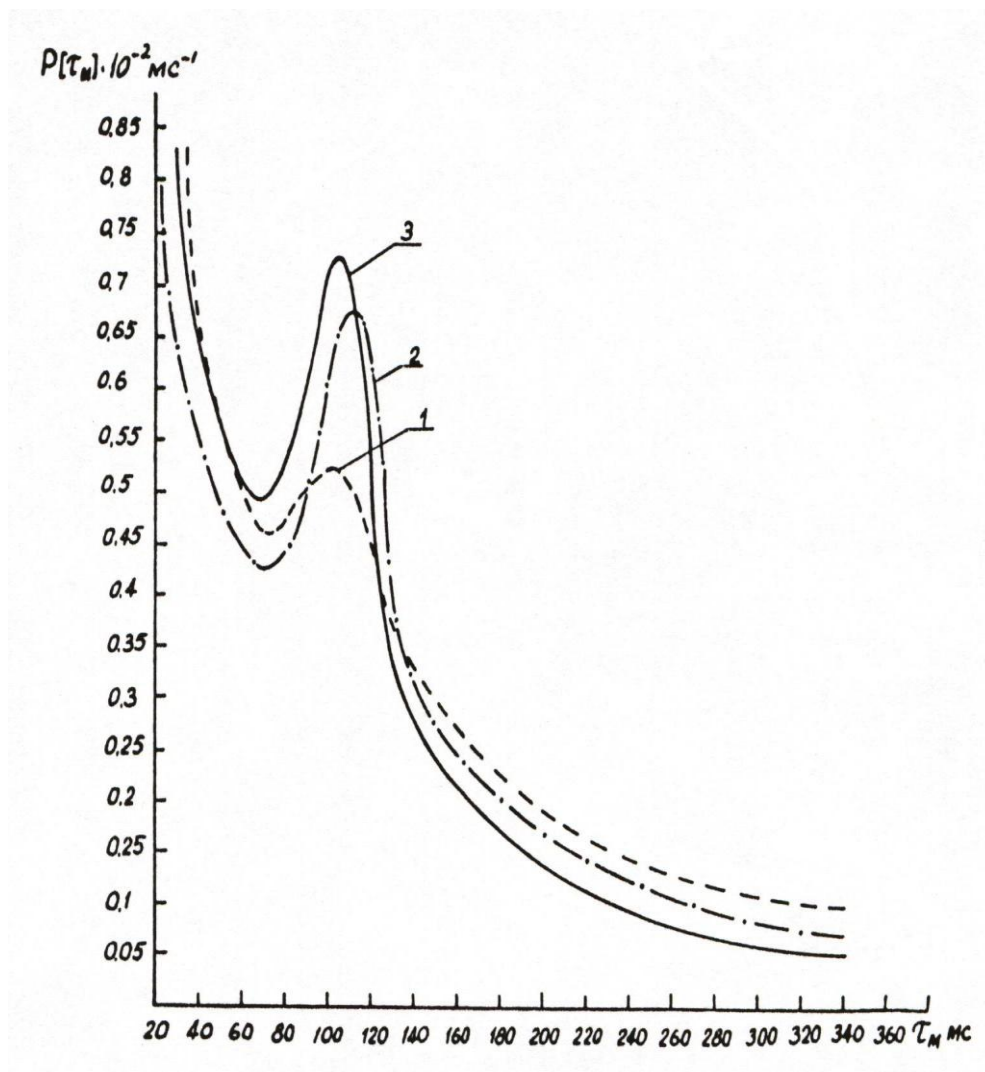


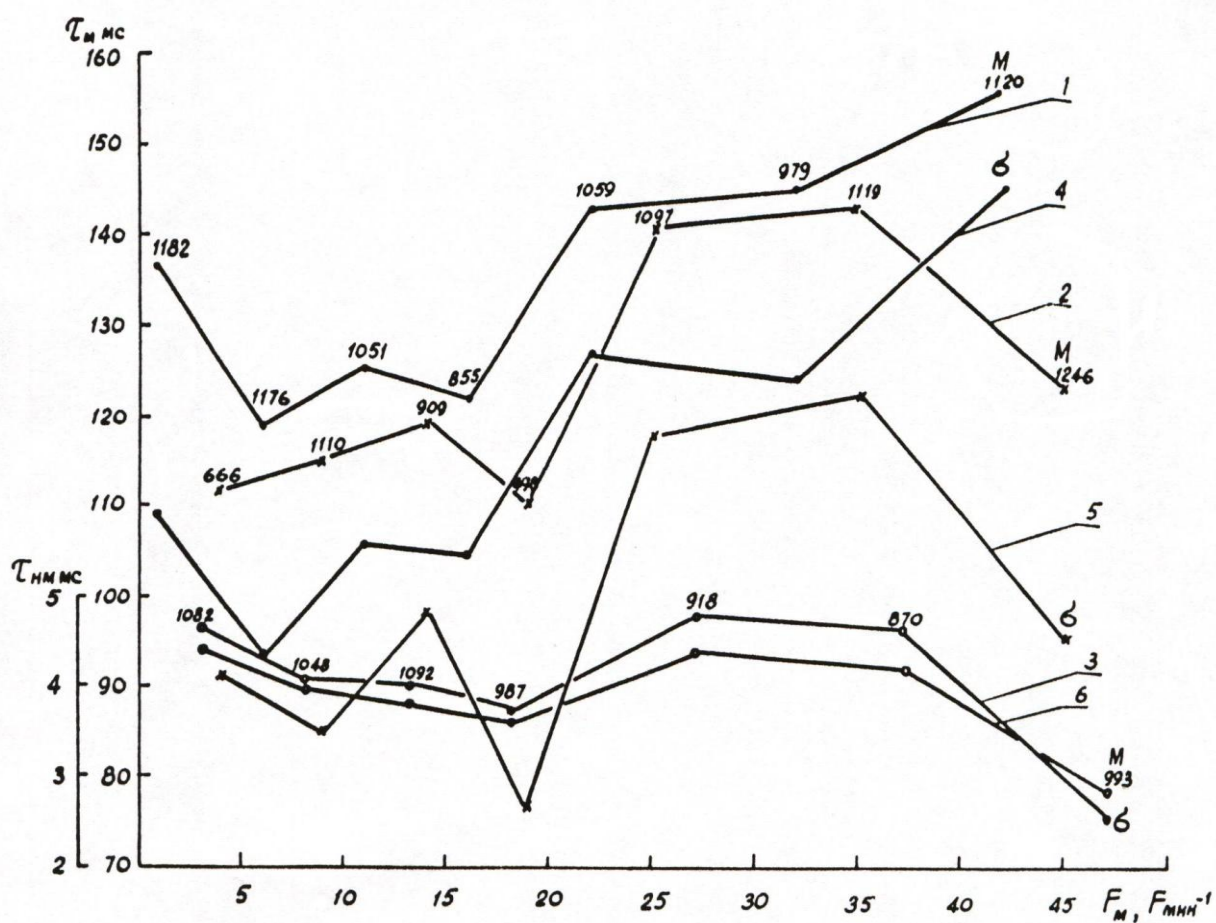
Рисунок 4.5 - Плотности распределения длительности τ_m пакетов импульсов радиоизлучения молний для расстояний между источником и приемником 10-30 км (1), 30-50 км (2) и 50-80 км (3). Объемы выборок 1499, 1755 и 899 случаев, соответственно.

обусловленные молниями и слаботочными разрядными явлениями без привлечения дополнительных измерений, подтверждающих их молниевую природу.

Анализ представленного на рисунке 4.5 частотного распределения пакетов импульсов радиоизлучения длительностью менее 20 мс, характерной для мелкомасштабных разрядов показал, что его вид, как до первого молниевых разряда, зафиксированного в развивающейся облачной ячейке, так называемая «предгрозовая» стадия [41], так и в стадии грозы, не претерпевает существенных изменений. Модальное значение длительности $\tau_{им}$ порций радиоизлучения слаботочных разрядов приходится на интервал 2-4 мс. Математическое ожидание равняется 4,85 мс. От всех зарегистрированных значений число пакетов импульсов радиоизлучения длительностью менее 20 мс составляет примерно половину, возрастая до более 60 % при увеличении дальности до грозового очага. Максимальные измеренные величины длительностей пакетов равны 1186 мс (расстояние 10-30 км), 845 мс (30-50 км) и 668 мс (50-80 км).

Бимодальный характер распределения длительности пакетов импульсов радиоизлучения грозовых облаков ранее был выявлен авторами работы [41]. Однако, в построенном ими частотном распределении число пакетов импульсов, длительность которых приходится на интервал 0-20 мс, почти на порядок меньше, чем в наших исследованиях и сопоставимо с величиной второго максимума в интервале 100-120 мс. По нашему мнению, при сохранении качественной картины распределения существенные количественные различия объясняются несовершенством применяемой в [41] аппаратуры, не позволяющей в полном объеме регистрировать пакеты импульсов радиоизлучения длительностью в единицы миллисекунд.

На рисунке 4.6 представлены зависимости средних значений и средних квадратичных отклонений длительностей пакетов импульсов радиоизлучения мелкомасштабных и молниевых разрядов от частоты генерации молний облачной конвективной ячейкой и от максимальной частоты молний за время



Обозначения:

1, 4 – длительности τ_m пакетов импульсов радиоизлучений молний от частоты молний F , генерируемых облачной конвективной ячейкой;

2, 5 – τ_m от максимальной частоты молний F_m за время существования в ячейке грозовых явлений;

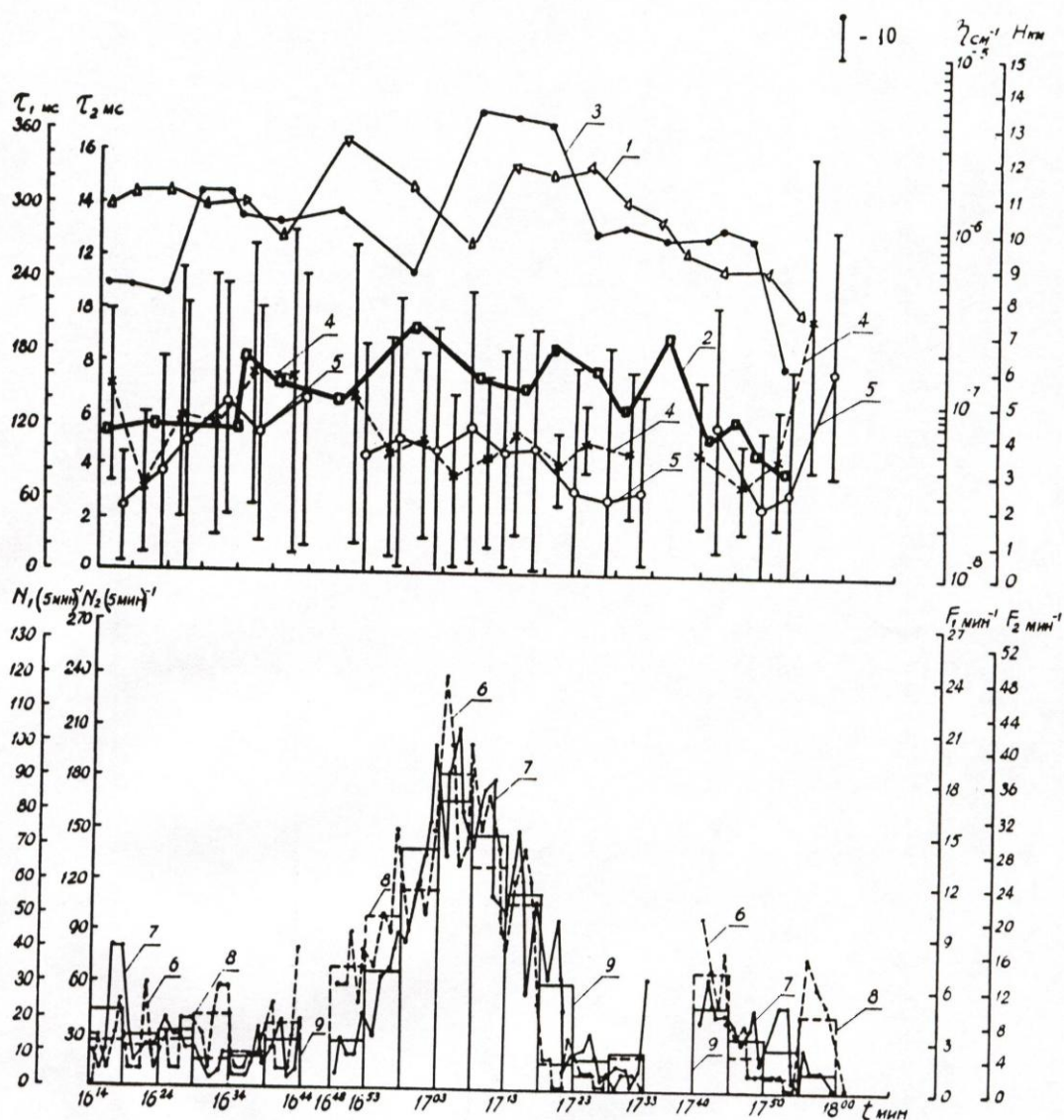
3, 6 – длительности τ_{nm} пакетов импульсов радиоизлучения немолниевых разрядных процессов от F .

Цифрами у точек указано число случаев, по которым проводилось осреднение.

Рисунок 4.6 - Зависимость средних значений (1,2,3) и средних квадратичных отклонений (4, 5, 6)

существования в ней грозовых явлений. Оказывается, чем интенсивнее протекает процесс грозообразования в ячейке, тем больше длительность пакетов радиоизлучения молний, а, следовательно, и их масштабы. Наблюдается резкое увеличение τ_m при превышении частоты генерации молний ячейкой 20 мин^{-1} . Ранее в [57] было отмечено, что, если в конвективной ячейке наблюдается около 20 и более молниевых разрядов в минуту, то, как правило, она является градоопасной, причем время выпадения града на землю совпадает с ее максимальной электрической активностью. На основании этого, нами сделан вывод, что в находящихся в градовом состоянии ячейках средняя длительность молний гораздо выше, чем в неградовых ячейках, и растет с увеличением размеров и концентрации градин. Сравнительно большие значения τ_m для интенсивности грозовой активности менее 5 разрядов в минуту объясняются тем, что в стадии диссипации многоячейковых грозовых процессов длительность пакета радиоизлучения становится больше за счет его обусловленности целой серией инициирующих друг друга молниевых разрядов между неоднородностями заряда [73]. Характер зависимости длительности слаботочных разрядных процессов от интенсивности грозы носит более сложный характер. При увеличении интенсивности от 5 до 15 молний в минуту τ_{nm} уменьшается, но, как и для молниевых разрядов, при превышении их частоты значения 20 мин^{-1} наблюдается резкое увеличение длительности немолниевых разрядов с последующим не менее резким ее сокращением при возрастании частоты генерации молний свыше 40 в минуту.

На рисунке 4.7 показана эволюция параметров радиоэхо и грозовой активности суперъячейкового облака, развившегося 11.07.83 г. Характер изменения грозовой активности в эксперименте исследовался на основе данных, полученных с помощью РЛС дециметрового диапазона длин волн, работающей в режиме приема, и подключенного к ее выходу измерителя



Обозначения:

- 1 – высота верхней границы радиоэхо H_B ;
- 2 – высота максимальной радиолокационной отражаемости H_M ;
- 3 – максимальная радиолокационная отражаемость на длине волны 3,2 см;
- 4 – среднее значение длительности пакета импульсов ЭМИ молний;
- 5 – среднее значение длительности пакета импульсов ПЭМИ τ_2 ;
- 6 – частота появления пакетов импульсов ЭМИ молний в минуту F_1 ;
- 7 – частота появления пакетов импульсов ПЭМИ молний в минуту F_2 ;
- 8 – частота появления пакетов импульсов ЭМИ молний за пятиминутный интервал N_1 ;
- 9 – частота появления пакетов импульсов ПЭМИ молний за пятиминутный интервал N_2 ;
- 10 – среднее квадратичное отклонение

Рисунок 4.7 - Эволюция грозового очага 11.07.83 г.

с 16 ч 14 мин. по 18 ч 02 мин

параметров пакетов импульсов ЭМИ. Как указывается в [41], электрически активные облака в своем развитии проходят две стадии: стадию предгрозового состояния, характеризуемую отсутствием отраженного радиолокационного сигнала от канала молнии при наличии сигналов ЭМИ мелкомасштабных разрядных процессов между неоднородностями объемных зарядов в облаках в виде пакетов импульсов с длительностями менее 20 мс, так называемого предгрозового излучения (ПЭМИ), и стадию грозы, в которой наряду с сигналами ПЭМИ начинают регистрироваться отраженные радиолокационные сигналы от каналов атмосферных разрядов и одновременно с ними принимаемые пакеты импульсов ЭМИ с длительностями более 20 мс, являющиеся излучением молний. Под молнией понимается завершённый искровой разряд между основными зарядами электрического облачного диполя или между одним из этих зарядов и землей.

На рисунке 4.7 представлен временной ход: а) радиолокационных параметров облака; H_v - высоты верхней границы радиоэхо; η_m - максимальной радиолокационной отражаемости на длине волны 3,2 см; H_m - высоты максимальной радиолокационной отражаемости; б) среднего значения и среднего квадратичного отклонения длительности пакетов импульсов ПЭМИ τ_2 и ЭМИ молний τ_1 за пятиминутные интервалы; в) частот появления пакетов импульсов ПЭМИ и ЭМИ молний в минуту F_2 и F_1 и за пятиминутные интервалы N_2 и N_1 .

Время грозового периода жизни облака составило 1 час 45 мин. Общие количества молний и мелкомасштабных разрядов, зарегистрированных в облаке, соответственно оказались равными 591 и 1240.

На рисунке 4.7 видно, что грозовая активность достигает своего максимального значения по частоте ($F_2 = 42 \text{ мин}^{-1}$; $N_2 = 166 \text{ мин}^{-1}$; $F_1 = 24 \text{ мин}^{-1}$; $N_1 = 91 \text{ мин}^{-1}$) в период наибольшей скорости роста максимального радиоэхо облака и достижения им наибольшей величины, равной $4 \cdot 10^{-6} \text{ см}^{-1}$. Среднее

значение длительности ЭМИ молний, а, следовательно, и длительность существования крупномасштабных разрядных процессов в это время минимально. Своих максимальных значений τ_1 и τ_2 достигают в последней пятиминутке грозового периода жизни облака ($\overline{\tau_2} = 7,8$ мс; $\sigma\tau_2 = 5$ мс; $\overline{\tau_1} = 228$ мс; $\sigma\tau_1 = 141$ мс). Далее из рисунка 4.7 следует, что если характер изменения со временем N_1 и N_2 представляет собой монотонный подъем и такой же спад до нуля, то кривые F_1 и F_2 , в среднем повторяя ход кривых N_1 и N_2 , сильно варьируют. Максимальные амплитуды вариаций F_1 и F_2 достигают соответственно 9 молниевых и 15 мелкомасштабных разрядов в минуту.

ГЛАВА 5 РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННО-ОСЦИЛЛОГРАФИЧЕСКИМ МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ МОЛНИЕВЫХ РАЗРЯДОВ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

5.1 Результаты синхронных измерений напряженности электромагнитного поля молнии и ее координат

Регистрация напряженностей электрического E и магнитного H полей главных разрядов молний калиброванными антеннами и измерение координат их каналов позволяют идентифицировать атмосферники с соответствующими им типами разрядных процессов, выявлять характерные особенности трансформации форм атмосфериков и их спектральных составляющих при распространении над земной поверхностью, а также определять, в какой индивидуальной конвективной ячейке облачной системы произошел разряд, вызвавший зарегистрированное аппаратурой электромагнитное возмущение в атмосфере, что приобретает особую актуальность при контроле активных воздействий на электрическое состояние облаков. Измерения с помощью антенн также дают возможность определять знак переносимого молнией на землю заряда, число компонентов во вспышке, продолжительность существования различных стадий молнии и интервалов между ними. Величина тока, протекающего в канале разряда, времена его существования и нарастания до максимального значения являются важными параметрами при определении вероятности поражения молниями, информация о которой необходима для разработки эффективных средств молниезащиты различных объектов экономики.

По результатам измерения E и H на основе выбранной модели главного разряда можно с определенной степенью точности рассчитывать эти параметры, что в свою очередь позволяет за короткий срок собрать достаточное для статистического анализа количество экспериментальных

материалов.

Согласно [94], вертикальная составляющая напряженности электрического поля $E_z(D,t)$ главного разряда у поверхности земли, аппроксимированной плоскостью с бесконечной проводимостью в момент времени t на расстоянии D от канала молнии, имеющего вид прямой вертикальной линии, по которой распространяется волна тока $i(Z,t)$ может быть вычислена по формуле

$$E_z(D,t) = \frac{1}{2\pi\epsilon_0} \left[\int_0^H \frac{2-3\sin^2\theta}{R^3} \left(\int_0^t i(Z, \tau - \frac{R}{c}) d\tau \right) dz + \int_0^H \frac{2-3\sin^2\theta}{cR^2} i(Z, t - \frac{R}{c}) dz - \int_0^H \frac{\sin^2\theta}{c^2 R} \frac{\partial i(Z, t - \frac{R}{c})}{\partial t} dz \right], \quad (5.1)$$

где H - высота канала молнии, $R = \sqrt{Z^2 + D^2}$;

$\sin\theta = D/R$;

ϵ_0 - диэлектрическая проницаемость свободного пространства;

c - скорость света.

Простейшей моделью главного разряда молнии может служить линия без затухания, по которой с постоянной скоростью v распространяется волна тока заданной формы

$$i(z, t) = i(t - z/v). \quad (5.2)$$

В [105] для такой модели показано, что радиационная составляющая E повторяет по форме импульс тока в канале. При $D \gg H$ в случае $t < H/v + D/c$

$$E_z(D, t) = -\frac{v}{2\pi\epsilon_0 c^2 D} i\left(t - \frac{D}{c}\right). \quad (5.3)$$

В [94] приведены форма импульса тока в основании канала молнии и результаты расчетов по формуле (5.1). При этом принято, что высота канала

H равна 4,8 км, скорость распространения волны тока v постоянна по всей длине канала и равна $8 \cdot 10^7$ м/с. Оказалось, что фронт импульса E соответствует фронту импульса тока для всех расстояний, кроме расстояния 1 км. Отсюда следует, что определение величины тока молнии по регистрации изменения напряженности электрического поля согласно формуле (5.3) справедливо в течение времени нарастания амплитуды импульса E_z до максимального значения. Аналогичные рассуждения распространяются и на определение величины тока по регистрации изменения напряженности магнитного поля.

За весь период исследований были получены осциллограммы импульсов напряженности электрического E и магнитного H полей 289 наземных и 64 междуоблачных разрядов, произошедших на расстояниях 10-200 км от пункта регистрации. Максимальные зарегистрированные значения E для междуоблачных, а также переносящих на землю отрицательный и положительный заряды молниевых разрядов равны 25 В/м (расстояние до ионизированного канала 17 км), 70 В/м (20 км) и 105 В/м (17 км), соответственно, а значения величин H - 0,014 А/м (35 км), 0,09 А/м (25-28 км) и 0,052 А/м (20 км), соответственно.

По результатам исследований составлены статистические распределения повторяемостей амплитуды E , приведенной к 100 км, и длительности фронта τ_f импульса напряженности ЭМП молниевых разрядов для расстояний 10-20, 21-40, 41-80 и 150-200 км. Характеристики этих распределений приведены в таблице 5.1.

Как выяснилось из анализа распределений, с увеличением расстояния до места разряда молнии увеличивается среднее значение E , что, в основном, связано с нижним пределом регистрации при различных дальностях. Так как при этом часть амплитуд импульсов напряженности ЭМП оказывается ниже порога чувствительности осциллографа и не регистрируется. Также наблюдается некоторое увеличение длительности фронта импульса (в среднем в 1,5 раза больше для расстояний 150-200 км, чем для расстояний

10-80 км) за счет искажения его формы при распространении ЭМП над землей, реально не являющейся поверхностью с бесконечной проводимостью.

Таблица 5.1 - Характеристики распределений повторяемости параметров импульса напряженности главных разрядов молний

№ № пп	Параметр	Расстояние, км	Число регистраций	Минимум	Медиана	Максимум	Мода	Математическое ожидание	Стандартное отклонение	Процентиль 95%
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Разряды на землю										
1	Е В/м	10-200	287	0,9	4,9	23,9	4,4	5,7	3,8	13,4
Отрицательные разряды на землю										
2	Е В/м	10-20	35	0,9	3,6	13,9	3	4,7	3,6	12,9
3	"-	21-40	85	1,3	5	15,8	3	5,4	3,2	11,3
4	"-	41-80	40	1,3	4,1	13,7	3	5,6	3,5	13
5	"-	150-200	72	2,3	5,7	20,5	3	6,6	3,8	15
Положительные разряды на землю										
6	Е В/м	10-20	13	2,7	5	17,8	5	6,3	4,4	16,7
7	"-	21-40	12	2	5	8	5	5	1,2	7,5
8	Е В/м	41-80	10	2,2	10	23,9	8	12,6	7,0	23
9	"-	150-200	11	3,6	5	24,7	3	6,8	6,3	24
Междуоблачные разряды										
10	Е В/м	10-80	50	0,6	2,8	9,6	3	3,1	1,8	6,5
11	"-	150-200	14	2,3	3,46	13	3	4,7	2,8	12,3
Отрицательные разряды на землю										
12	τ_{ϕ} МКС	10-20	35	0,8	2,1	8,5	1,5	3,1	2,2	7,6
13	"-	21-40	85	0,6	2,5	11,5	1,5	3,1	2,2	8,0
14	"-	41-80	49	0,4	2,2	9,5	1,5	2,8	2,2	8,4
15	"-	150-200	72	0,4	3,5	15,4	3,5	4,5	3,2	10,4

Положительные разряды на землю										
16	τ_{ϕ} мкс	10-20	13	1,0	2,8	40	2,5	7,6	11,1	21,2
17	"-	21-40	12	1,2	5,5	11,5	1,5	5,8	3,7	11,4
18	"-	41-80	10	1,2	3,3	11,5	1,5	3,9	3,1	11,0
19	"-	150-200	11	1,2	3,3	13,1	2,5	5,1	4	12,8

По измеренным значениям длительности фронта импульса и длительности импульса напряженности ЭМП молний рассчитаны значения активной ширины ΔF_A его амплитудно-частотного спектра для 250 событий. Величины ΔF_A оценивались по формуле [58].

$$\Delta F_A = v \frac{1}{\tau_u}, \quad (5.4)$$

где v - функция от соотношения τ_{ϕ}/τ_u ($0,5 < v < 2$).

При этом длительность фронта импульса τ_{ϕ} определяется временем нарастания сигнала от 0,1 до 0,9 его амплитудного значения, а длительность импульса τ_u определяется на уровне 0,5 А. Оказалось, что величина ΔF_A лежит в пределах 5,5-278 кГц с медианным значением 76 кГц. Модальное значение ΔF_A приходится на 50 кГц. Математическое ожидание ΔF_A равняется 87,2 кГц со стандартным отклонением 51,1 кГц. В 95 % случаев величина ΔF_A не выходит за пределы 187кГц.

Полученные экспериментальные данные по импульсам напряженности E_z были использованы для оценки значений параметров импульсов токов в каналах наземных молний по формуле (5.3) при допущении, что скорость распространения головки главного разряда постоянна по всей длине его канала и равна $1,5 \cdot 10^8$ м/с, и радиационная составляющая E повторяет по форме импульс тока в канале в течение длительности фронта импульса напряженности ЭМП. По результатам этих оценок построены статистические распределения повторяемости времени τ достижения амплитуды тока, амплитуды I_m и крутизны A фронта тока первых компонентов отрицательных

и положительных наземных разрядов молний, произошедших на расстоянии до 100 км от пункта регистрации. Характеристики этих распределений приведены в таблице 5.2.

Таблица 5.2 - Характеристики распределений повторяемости величин времени τ достижения амплитуды тока, амплитуды I_m и крутизны A фронта тока первых компонентов наземных разрядов молний

Параметр	Знак разряда	Число регистр.	Минимум	Медиана	Максимум	Мода	Математическое ожидание	Стандартное отклонение	Процентиль 95%
$\tau_{\text{мкс}}$	-	166	0,4	2,0	10,4	1,5	2,5	2,0	7,2
$\tau_{\text{мкс}}$	+	29	1,0	3,2	11,5	1,5	4,1	2,6	9,3
I_m кА	-	231	3,0	16,6	68,3	15,0	18,6	12,0	43,7
I_m кА	+	42	7,5	18,6	89,3	15,0	26,7	19,5	69,5
A кА/мкс	-	168	0,5	6,3	55,0	3,0	9,3	8,1	24,0
A кА/мкс	+	30	1,5	6,0	24,7	3,0	8,1	6,6	20,6

Обработка осциллограмм импульсов E 270 наземных разрядов показала, что в 13 % случаев молниями переносился на землю положительный заряд. Однако, для положительных разрядов, как следует из таблицы 5.2, значения параметров импульсов тока в каналах молний обычно превышают соответствующие значения для отрицательных разрядов. Исключение составляет параметр A , который вследствие большой длительности фронта положительных импульсов меньше, чем в отрицательных разрядах.

Для построенных по достаточно большому количеству измерений статистических распределений повторяемости импульсов тока первых компонентов разрядов молний, переносящих на землю отрицательный заряд,

с помощью метода моментов были найдены аппроксимации теоретическими законами распределения. Во всех трех случаях, как показала проверка по критерию согласия χ^2 , оптимальным для описания оказалось гамма-распределение. Плотности распределений τ , I_m и A имеют соответственно следующий вид:

$$F(\tau_\phi) = 0,525 (\tau_\phi/\tau_0)^{0,53} e^{-0,606 (\tau_\phi/\tau_0)}, \quad (5.5)$$

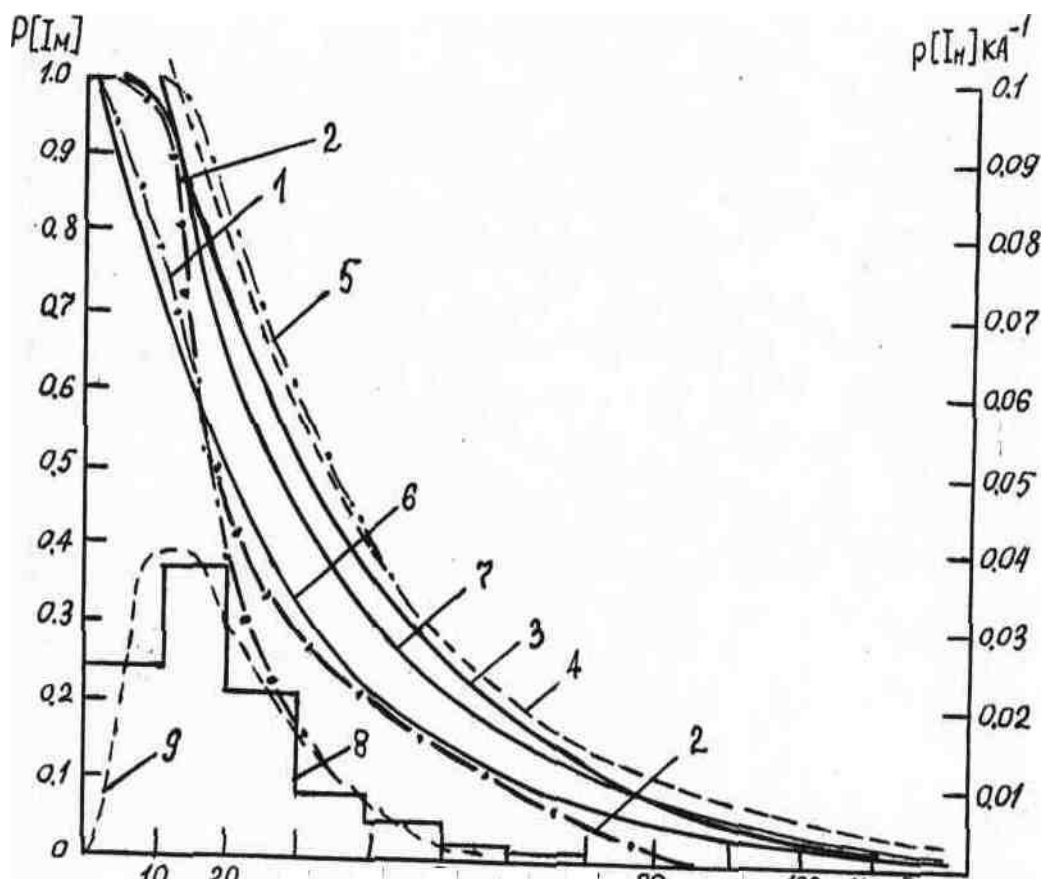
$$F(I_m) = 0,006 (I_m/I_0)^{1,4} e^{-0,129 (I_m/I_0)}, \quad (5.6)$$

$$F(A) = 0,0734 (A/A_0)^{0,429} e^{-0,16 (A/A_0)}, \quad (5.7)$$

где $\tau_0 = 1$ мкс, $I_0 = 1$ кА, $A_0 = 1$ кА/мкс.

На рисунках 5.1 и 5.2 приведены построенные на основании результатов наших исследований распределения амплитуд и крутизны фронта тока первых компонентов разрядов молний, переносящих на землю отрицательный и положительной заряды, а также взятые для сравнения из различных литературных источников [14,62,66,89] распределения амплитуд и крутизны фронта токов молний, полученные методами магнитозаписи, прямого осциллографирования и антенным методом.

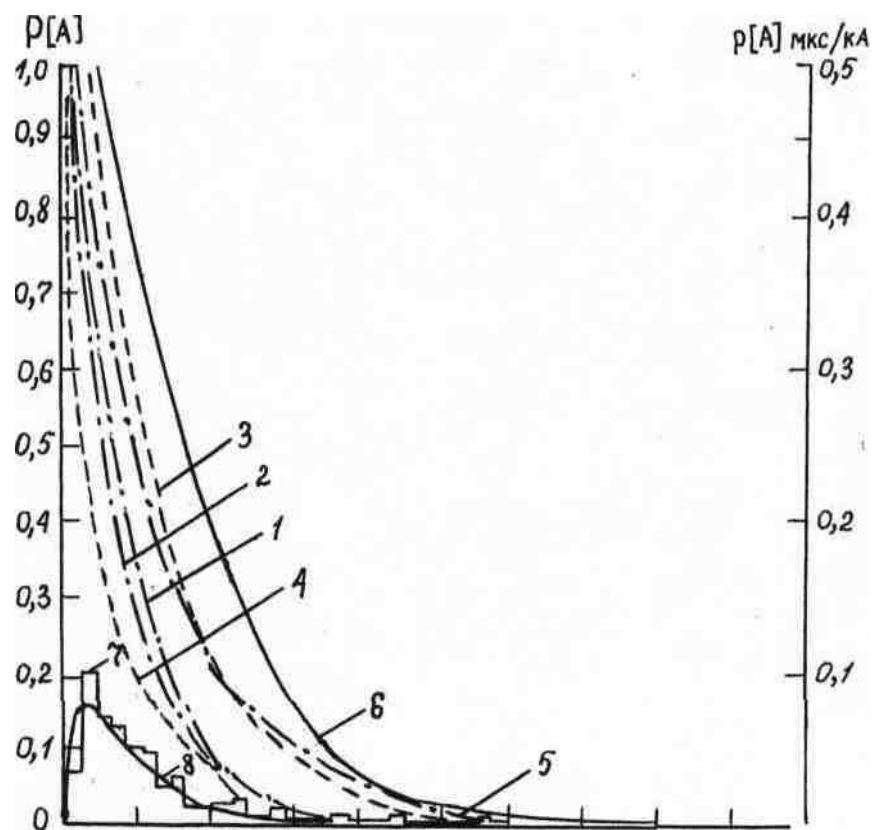
Рассчитанные по нашим данным величины амплитуды тока лежат в пределах границ вариаций I_m , полученных другими исследователями [107], по измерениям которых среднее значение амплитуды тока в канале молнии на уровне земли изменяется от 16 до 35 кА. Однако, нет и полного совпадения кривых распределений, что, по-видимому, связано, во-первых, с индивидуальными особенностями характеристик молний в районах с различной орографией и широтой, и подтверждает необходимость исследований параметров молний для конкретных местностей, на которых будут осуществляться мероприятия по защите народнохозяйственных объектов, а, во-вторых, с особенностями регистрации различными методами.



Обозначения:

- 1 и 2 - распределения амплитуды тока первых компонентов отрицательных и положительных молний, полученной антенно-радиолокационным методом;
- 3,6 и 7- взятые из [14,62 и 66] распределения амплитуды тока отрицательных молний, полученной методом магнитозаписи;
- 4 - распределение амплитуды тока отрицательных молний, полученной методом прямого осциллографирования [89];
- 5 - распределение амплитуды тока отрицательных молний, полученной антенно-оптическим методом [14];
- 8 и 9 - гистограмма повторяемости и плотность распределения амплитуды тока первых компонентов отрицательных молний, полученной антенно-радиолокационным методом

Рисунок 5.1 - Распределения вероятности превышения амплитудой тока молнии I_m величины, указанной на абсциссе



Обозначения:

1 и 2 – распределения крутизны фронта тока первых компонентов отрицательных и положительных молний, полученной антенно-радиолокационным методом;

3 и 4 - распределения крутизны фронта тока первых компонентов отрицательных нисходящих и положительных молний, полученной методом прямого осциллографирования [89];

5-6 - распределения крутизны фронта тока первых компонентов отрицательных молний, полученной антенно-оптическим методом и методом магнитозаписи [14];

7 и 8 – гистограмма повторяемости и плотность распределения крутизны фронта тока первых компонентов отрицательных молний, полученной антенно-радиолокационным методом.

Рисунок 5.2 - Распределения вероятности превышения крутизной фронта тока молнии A величины, указанной на абсциссе

Так, экспериментальные выборки, полученные методами прямого осциллографирования, магнитозаписи и антеннооптическим методом (здесь расстояние до разряда определяется по регистрации светового излучения), а, следовательно, и построенные по ним вероятностные распределения будут отличаться от выборок и, соответственно, распределений, полученных антенно-радиолокационным методом. В последнем случае информация будет собираться с гораздо большей по площади территории, и хотя, с одной стороны, ее качество будет хуже по сравнению с информацией, получаемой более точным методом, но, с другой стороны, меньше будет пропусков и избирательности в сторону возрастания величин параметров при регистрации произошедших на исследуемой территории разрядов молний. Следует подчеркнуть, что наиболее достоверная информация может быть собрана, когда данные, полученные различными методами, будут дополнять друг друга.

Рассчитанные по нашим данным величины длительности фронта и крутизны тока отрицательных разрядов молний также лежат в пределах границ вариаций, найденных Бергером [89] методом прямого осциллографирования и составляющих для τ 2-10 мкс, для A 1-50 кА/мкс. Значения средних величин τ и A у нас получились несколько ниже, чем у Бергера (у него математические ожидания τ и A равны 5,5 мкс и 16 кА/мкс, соответственно), что объясняется теми же причинами, как и при регистрации амплитуды тока молний. Параметры распределения крутизны тока положительных разрядов молний имеют хорошее соответствие с параметрами распределения, взятого из [89].

5.2 Оценка электрических зарядов, нейтрализуемых молниями

На основе дипольного представления электрической структуры грозового облака по результатам измерений у земли напряженности электрического поля $E(t)$ с определенной степенью точности можно

рассчитать значение момента M , обусловленного облачным электрическим зарядом Q , нейтрализуемым импульсом максимального тока молнии. Для этого нами было использовано уравнение, взятое из [89]

$$E(t) = \frac{1}{4\pi\epsilon_0 D} \left(\frac{M}{D^2} + \frac{dM/dt}{cD} + \frac{d^2M/dt^2}{c^2} \right), \quad (5.8)$$

где C - скорость света;

ϵ_0 - диэлектрическая проницаемость воздуха;

D - расстояние от наблюдателя до источника;

t - время;

M - дипольный момент, обусловленный облачным зарядом Q и его изображением относительно поверхности земли

$$M = 2QH, \quad (5.9)$$

где H - высота заряда над поверхностью земли.

Первый член в (5.8) - электростатическая составляющая - убывает с увеличением расстояния от канала молнии до точки наблюдения значительно быстрее, чем другие два члена. Оценки, сделанные в [81] показывают, что, начиная с 20-30 км, для обратных ударов использование при расчетах компонент поля дипольного приближения излучателя приводит к погрешности, не превышающей 15-20 %. На небольших (до 30 км) удалениях от излучателя особенности временных форм атмосфериков в сильной степени зависят от наклона диполя и его ориентации в горизонтальной плоскости. По мере увеличения расстояния относительный вклад в поле горизонтальной ориентации разряда уменьшается, и, начиная с 40 км, отличия форм сигналов, связанные с изменением ориентации разряда, становятся малосущественными даже в тех случаях, когда горизонтальная проекция в 4 раза превышает вертикальную [48]. В наших исследованиях расстояние между источником и пунктом наблюдения в 80% случаев превышало 20 км, а

70 % регистрации приходится на интервал расстояний 30-50 км. На таких расстояниях первым членом в правой части соотношения (5.8) можно пренебречь ввиду его малости по сравнению с двумя другими членами. Тогда дифференциальное уравнение (5.8) можно записать следующим образом:

$$\frac{d^2 M}{d t^2} + \frac{C}{D} \frac{d M}{d t} = 4 \pi \varepsilon_0 C^2 D E(t). \quad (5.10)$$

Огибающая импульса электрического поля, обусловленного импульсом максимального тока, протекающего в канале молнии, в большинстве случаев хорошо описывается аналитическим выражением

$$E(t) = E_0(e^{-\alpha t} - e^{-\beta t}) \quad (5.11)$$

и достигает своего максимального значения E_M в момент t_ϕ времени

$$E_M = E_0(e^{-\alpha t_\phi} - e^{-\beta t_\phi}). \quad (5.12)$$

Из условия экстремума функции $\frac{dE}{dt} = 0$ вытекает, что

$$\alpha e^{-\alpha t_\phi} = \beta e^{-\beta t_\phi}. \quad (5.13)$$

После подстановки (5.13) в (5.12) получаем:

$$E_0 = \frac{E_M}{e^{-\alpha t_\phi(1-\frac{\alpha}{\beta})}}. \quad (5.14)$$

С учетом (5.11) и (5.14) уравнение (5.10) можно переписать, как

$$\frac{d^2 M}{d t^2} + \frac{C}{D} \frac{d M}{d t} = \frac{4 \pi \varepsilon_0 C^2 D E_M (e^{-\alpha t} - e^{-\beta t})}{e^{-\alpha t_\phi(1-\frac{\alpha}{\beta})}}. \quad (5.15)$$

Общее решение уравнения (5.15) при граничных условиях:

$$\begin{aligned}
t=0 : \frac{dM}{dt} &= 0 \\
t \rightarrow \infty : M &= 0
\end{aligned}
\tag{5.16}$$

имеет вид

$$M(t) = \frac{4\pi\epsilon_0 C^2 D E_M}{e^{-\alpha\phi(1-\frac{\alpha}{\beta})}} \left[\frac{1}{\alpha - \frac{C}{B}} \left(\frac{e^{-\alpha t}}{\alpha} - \frac{D e^{-\frac{C}{D}t}}{C} \right) - \frac{1}{\beta - \frac{C}{D}} \left(\frac{e^{-\beta t}}{\beta} - \frac{D e^{-\frac{C}{D}t}}{C} \right) \right]. \tag{5.17}$$

В начальный момент времени величина облачного заряда Q_M равняется количеству электричества, которое будет нейтрализовано импульсом максимального тока в главноканальной стадии молнии. Исходя из этого соображения, с учетом (5.9) имеем

$$Q_M = - \frac{2\pi\epsilon_0 C D^2 E_M e^{\alpha\phi}}{\alpha H}. \tag{5.18}$$

Как следует из [43], выбирая на кривой $E(t)$ две точки, удаленные от начала координат на 0,5-0,7 от всего времени существования импульса, и определяя их координаты E_1, t_1 и E_2, t_2 , получаем

$$\alpha = \frac{1}{t_2 - t_1} \ln \frac{E_1}{E_2}. \tag{5.19}$$

Иногда, в силу различных причин, трудно определить точные значения E_1 и E_2 . Поэтому, принимая во внимание, что 90 % всех значений β/α находится в интервале от 5 до 10 [43], из (5.13) находим оценку

$$\alpha = (0,255 \dots 0,4) \frac{1}{t_\phi}. \tag{5.20}$$

В связи с тем, что имеющиеся в наличии радиотехнические средства не

позволяли определять точную высоту расположения над землей нейтрализуемого молнией облачного электрического заряда, основываясь на результатах работы [108], в которой показано, что в зоне наибольшей радиолокационной отражаемости облака создается основной отрицательный электрический заряд, в качестве такой высоты использовалась высота максимальной радиолокационной отражаемости. Для молниевых разрядов, переносящих на землю положительный заряд, за источник принималась область радиоэхо облака, расположенная выше температурного уровня естественной кристаллизации - 40°C и охватывающая наковальню конвективной ячейки, в которую выносятся положительные заряды. За центр заряда, нейтрализуемого облачным разрядом, бралась середина облачного электрического диполя, образованного основными электрическими зарядами облака. Таким образом, измерив с помощью комплекса радиотехнических средств величины: D , E_M , t_f , H и α , по формуле (5.18) можно оценить количество электричества, нейтрализуемого импульсом максимального тока в главноканальной стадии молнии.

Регистрация быстрых изменений электромагнитных полей, обусловленных молниевыми разрядами, с одновременным определением радиолокаторами дальности от пункта наблюдений до ионизированного канала молнии и параметров радиоэхо облачной конвективной ячейки, которой эта молния генерировалась, проводилась в интервале расстояний от 10 до 80 км. Результаты расчета зарядов, нейтрализуемых импульсами максимальных токов молний различных типов, на основе выполненных нами измерений приведены в таблице 5.3.

Частотное распределение Q_M для молний, переносящих на землю отрицательный заряд, представленное на рисунке 5.3, хорошо аппроксимируется гамма-распределением с плотностью

$$f(Q_M) = 0,48(Q_M/Q_0)^{-0,42} e^{-0,58(Q_M/Q_0)}, \quad (5.21)$$

где $Q_0 = 1 \text{ Кл}$.

Таблица 5.3 - Величины электрических зарядов Q_M (Кл), нейтрализуемых первыми импульсами максимального тока в главноканальных стадиях молний

Тип разряда	Число регистраций	Минимум	Медиана	Максимум	Мода	Математическое ожидание	Стандартное отклонение	Процентиль 95%
Облачные разряды	52	0,07	0,6	7,88	0,3	1,24	1,5	4,2
Разряды на землю: -отрицательные	162	0,05	0,5	8,85	0,15	1,00	1,3	2,4
-положительные	33	0,07	0,8	17,4	0,35	2,39	4,0	9,2

Как видно из таблицы 5.3, наибольшие заряды переносятся импульсами положительных молний. Для сравнения приведем литературные данные [83], согласно которым при измерении 83 случаев максимальных токов в 50 % из них перенос заряда превышал 1,7 Кл, максимальный зарегистрированный заряд в 4,9 Кл был перенесен при протекании максимального тока положительной полярности в 58 кА. В наших исследованиях максимальная амплитуда тока в канале положительного наземного разряда, определяемая по методике [95], достигала 90 кА. Оказывается [83], что основная часть заряда, нейтрализуемого во вспышке молнии, переносится токами с относительно малой амплитудой в течение миллисекунд вслед за максимальным током импульса и непрерывными токами в течение десятков и сотен миллисекунд между импульсами. Поэтому, оценивая по изложенной выше методике количество электричества, нейтрализуемого во вспышке молнии, мы получали заниженные значения по сравнению с реальными, так как не учитывается заряд, переносимый в канале молнии токами малой амплитуды. Так для трехкомпонентной вспышки, рассчитанное по нашей методике среднее количество электричества, нейтрализуемого в облачном отрицательном и положительном наземных разрядах составляет 3,7 Кл, 3,0 Кл и 7,2 Кл, соответственно.

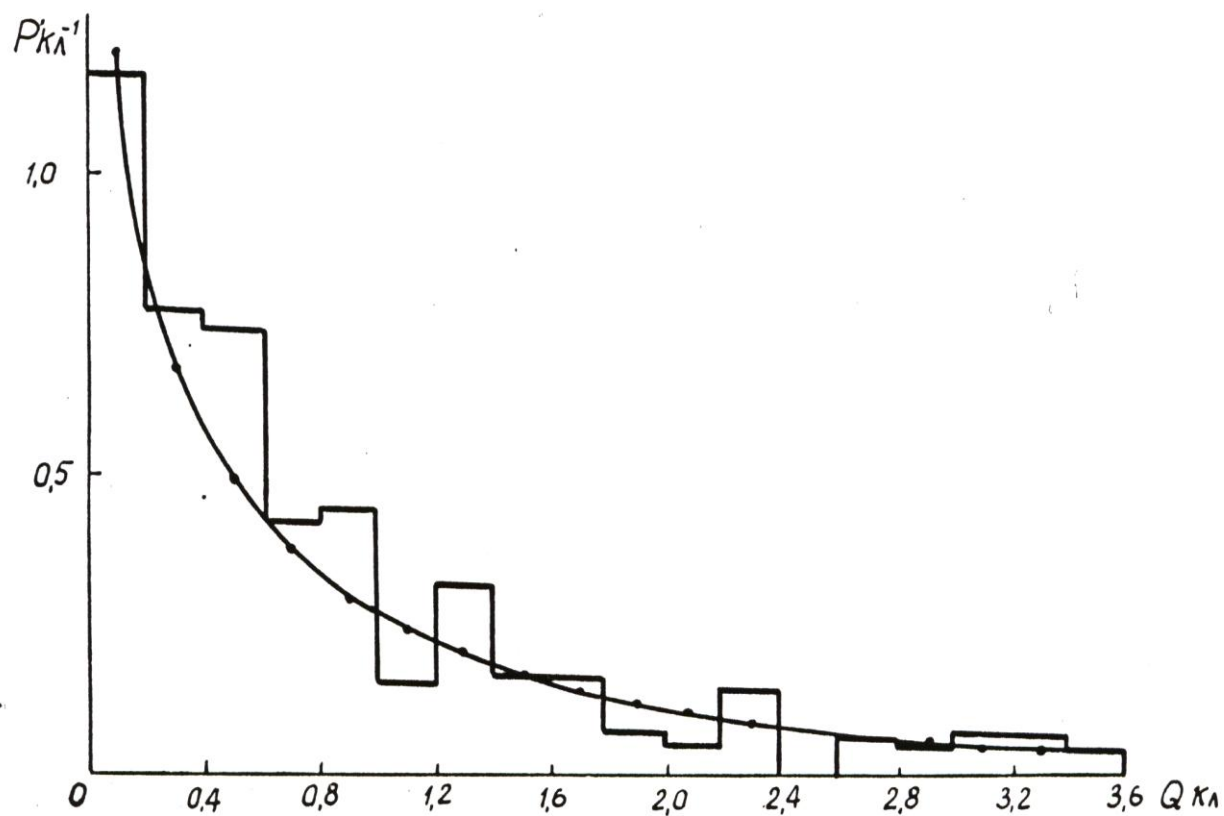
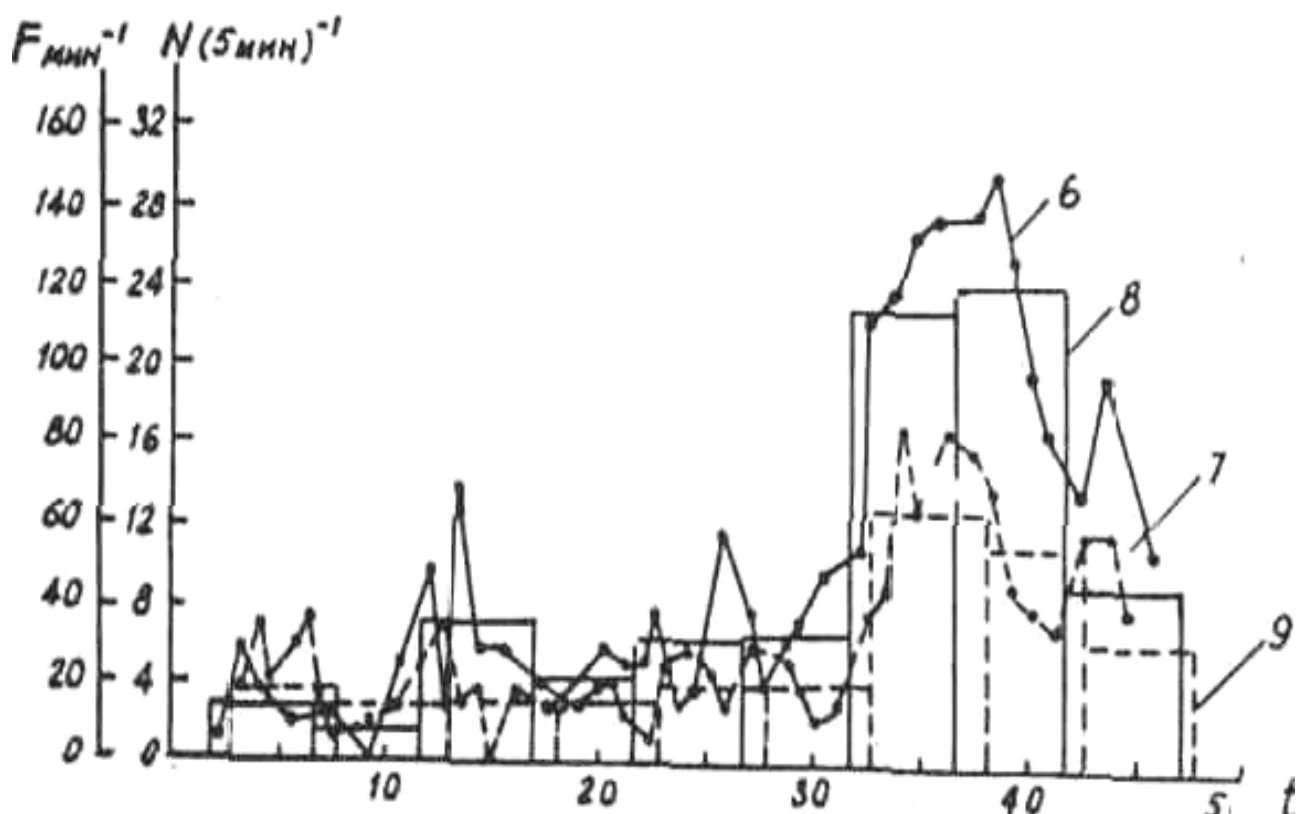


Рисунок 5.3 - Гистограмма повторяемости и функция плотности гамма-распределения величин отрицательных зарядов Q_M , нейтрализуемых импульсами максимальных токов возвратных ударов молний

По имеющимся же литературным данным [83] в облачных разрядах обычно нейтрализуется от 10 до 20 Кл, в отрицательных наземных - от 11 до 22 Кл. Грозовая облачная ячейка имеет сложную электрическую структуру, так как в ней наряду с основными зарядами присутствует множество зон электрических неоднородностей разного масштаба, и вследствие этого характеризуется значительной изменчивостью количества и типов, возникающих в ней разрядных процессов. На рисунке 5.4 представлены данные о временном ходе частот молний и мелкомасштабных разрядов, математического ожидания и стандартного отклонения их длительностей, среднего значения числа компонентов во вспышке молнии, рассчитанных за пятиминутные интервалы, при синхронном измерении радиолокационных характеристик конвективной ячейки. Оценим общее количество электричества, нейтрализуемое за время существования облачной ячейки с учетом продолжительности грозы, количества молниевых разрядов различных типов и числа компонентов во вспышке молнии. За 50 мин грозы в исследуемой облачной ячейке было зарегистрировано 260 молниевых разрядов. Как уже ранее отмечалось, молнии типа облако-земля составляют пятую часть всех типов грозовых разрядов. Причем, в 13 % случаев молниями переносится на землю положительный заряд. Таким образом, количества зарегистрированных в ячейке облачных, отрицательных и положительных наземных молниевых разрядов равны 208, 44 и 8, соответственно.

По оценке с использованием данных, взятых из [83], за время существования конвективной ячейки облачными молниевыми разрядами нейтрализуется заряд порядка 3000 Кл, а всеми типами молний на землю - 700 Кл. В расчетах не учитывается заряд, нейтрализуемый мелкомасштабными разрядными процессами. Несмотря на значительное количество, их вклад в суммарный нейтрализуемый облачный электрический заряд ничтожно мал.



Обозначения:

- 1 - максимальная радиолокационная отражаемость Z_m ;
- 2 - высота верхней границы радиоэхо НВ;
- 3 - высота максимального радиоэхо НМ;
- 4 и 5 - рассчитанные за пятиминутный интервал средние значения и стандартные отклонения длительностей немолниевых разрядов τ_1 и молний τ_2 , соответственно;
- 6 и 7 - частоты появления в минуту немолниевых разрядов F_1 и молний F_2 , соответственно;
- 8 и 9 - частоты появления за пятиминутный интервал немолниевых разрядов N_1 и молний N_2 , соответственно;
- 10 - рассчитанное за пятиминутный интервал среднее значение количества компонентов n во вспышке молнии.

Рисунок 5.4 - Эволюция во времени характеристик грозовой облачной конвективной ячейки

Как следует из [41], мелкомасштабными разрядными процессами излучается энергия (она пропорциональна количеству нейтрализуемого заряда) в 10^4 раз меньше, чем молниевыми разрядами. Таким образом, общее количество электричества, генерируемое за время жизни исследуемой облачной ячейки, составляет 3700 Кл. Среднее значение скорости генерации заряда в облачной ячейке (отношение полного заряда к продолжительности грозы) равно $74 \text{ Кл} \cdot \text{мин}^{-1}$. По нашим оценкам, генерируемый суперъядерными облаками суммарный электрический заряд может превышать 10^5 Кл , а средняя скорость генерации - $500 \text{ Кл} \cdot \text{мин}^{-1}$.

ГЛАВА 6 ИЗМЕНЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОБЛАКОВ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ НА НИХ АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

6.1 Эксперименты по воздействию кристаллизующим реагентом на облака с целью оценки возможности регулирования их грозовой деятельности

6.1.1 Общие принципы воздействия льдообразующим реагентом на грозу

Чтобы подавить грозу, надо либо разрушить, или, по крайней мере, ослабить само облако, как ее источник, либо ухудшить в нем условия для осуществления предполагаемого основного механизма генерации грозового электричества, что возможно сделать следующими путями: 1) убрать переохлажденную воду; 2) уменьшить и сузить спектр размеров гидрометеоров. Наиболее работоспособным и универсальным способом, как показано в [4], является засев переохлажденной части облаков аэрозолями кристаллизующих реагентов.

Нормы расхода реагента должны определяться объемом зоны образования и разделения электрических зарядов и термогидродинамическими условиями в ней, от этого зависит - с какой эффективностью реагент и какая его доля будут "работать" в облаке. Зона, где происходит основное образование и разделение заряда, представляет собой переохлажденную часть облака между уровнями нулевой изотермы и естественной кристаллизации, охваченную восходящими и нисходящими воздушными движениями. Конкретно, место внесения реагента и его количество определяется стадией развития подвергаемого воздействию облака и техническими возможностями средств активных воздействий (АВ).

Установлено [30], что, если из развивающихся кучево-дождевых

облаков регистрируется электромагнитное излучение, обусловленное коронно-стримерными разрядными процессами, так называемое "предгрозовое" излучение, то с вероятностью 0,9 эти облака, в среднем, через 5-6, максимум, через 15 минут перейдут в грозовое состояние. Облака, из которых не регистрировалось такое излучение, в дальнейшем ни разу не стали грозовыми [30].

Воздействия на облака необходимо производить, когда они находятся в предгрозовой стадии, либо в момент начала в них молниевой активности. В этом случае максимальный размер твердой фазы не превосходит 3-8 мм, поперечные размеры и скорости восходящих воздушных потоков, формирующих конвективную ячейку, не достигли максимальных значений, благодаря чему имеющимися в наличии техническими средствами АВ можно создать необходимые для подавления грозы концентрации аэрозоля льдообразующего реагента в засеваемом объеме облака. Засев в более ранние моменты времени, во-первых, может стимулировать развитие облака до грозового состояния, которого без вмешательства извне возможно бы не было, во-вторых, значительно увеличивает количество объектов воздействия. Исключение составляют зарождающиеся выше изотермы -6°C первые радиоэхо конвективных ячеек, на которые следует производить воздействие сразу после их обнаружения, так как согласно статистическим данным [68], в 90 % случаев они превращаются в процессе развития в градовые.

При определенных условиях замерзание воды, как указывалось в Главе 2, сопровождается возникновением значительных зарядов на облачных частицах. Интенсификация кристаллизационных процессов вследствие внесения аэрозоля йодистого серебра в переохлажденную часть облака будет приводить к более мощной генерации электрических зарядов и образованию облачными турбулентными пульсациями искусственных зон неоднородностей заряда с более высокой плотностью и большего масштаба, чем при отсутствии засева. Это в свою очередь должно стимулировать электрическую активность облака, реализующуюся в виде мелкомасштабных

разрядных процессов между зонами неоднородности заряда. Такой эффект должен наблюдаться до тех пор, пока будет существовать искусственная интенсификация процессов, способная обеспечивать достаточно быструю скорость генерации и разделения электрических зарядов.

Для того, чтобы заморозить какую-либо часть кучево-дождевого облака в течение примерно одной минуты, требуется образование частиц льда концентрации 10^8 м^{-3} [23]. Полное преобразование капелек облачной воды в частицы льда требует непомерно большого расхода реагента. Кроме того, с помощью современных средств АВ нельзя обеспечить необходимую для этой операции интенсивность засева зоны образования и разделения заряда.

Подавление грозовой деятельности путем ограничения размеров осадков [32] возможно только при уменьшении гидрометеоров до некоторого критического размера, при котором механизм электризации станет неэффективным за счет уменьшения вероятности их соударений. Так как в противном случае, если исходить из известного факта [33], что заряд, накапливаемый на крупе в результате соударений с кристаллами, пропорционален ее площади, а количество воды в облаке постоянно и все распределяется между "конкурирующими" частицами, то общий заряд, накапливаемый на всех частицах крупы, при внесении дополнительных центров кристаллизации, а, значит, и грозовая активность, будут возрастать. Покажем это. Запишем условие постоянства количества воды в облаке с засевом и без засева, распределенного между конкурирующими зародышами осадков, в виде

$$\frac{4}{3}\pi r_e^3 N_e = \frac{4}{3}\pi r_i^3 (N_e + N_i), \quad (6.1)$$

где N_e и N_i – количества;

r_e и r_i - радиусы естественных и искусственных центров кристаллизации в облаке.

Отношение общего заряда Q_i на крупе в засеянном облаке к общему заряду Q_e на крупе в естественно эволюционирующем облаке запишется согласно [33], как

$$\frac{Q_i}{Q_e} = \frac{(N_e + N_i)r_i^2}{N_e r_e^2}. \quad (6.2)$$

$$\frac{Q_i}{Q_e} = \sqrt[3]{\frac{N_e + N_i}{N_e}}. \quad (6.3)$$

Из формулы (6.2) с использованием формулы (6.1) следует, что при увеличении количества воды в облаке, за которую идет "конкуренция" между зародышами осадков, эффект увеличения грозовой активности должен проявиться еще сильнее.

По результатам экспериментальных работ [30] известно, что лишь одно из тысячи искусственных ядер кристаллизации становится зародышем. Поэтому для увеличения концентрации зародышей, по крайней мере, на два порядка, лишь при этом они станут конкурентоспособными, что позволит понизить максимальный размер крупы в два раза, необходимо обеспечить засев облаков из расчета $10^5 - 10^6$ активных ядер на 1 м^3 . Это соответствует расходу реагента от 30 до 300 г на 1 км^3 облака. Реагент следует вносить в слой между уровнями на изотермах -6 и -15° С . С помощью современных средств воздействия положительный эффект может быть достигнут для облаков, находящихся в предгрозовой фазе развития. В этом случае засев льдообразующим реагентом зоны образования и разделения заряда с образованием искусственных зародышей крупы концентрацией 10^6 м^{-3} позволяет уменьшить размер гидрометеоров до 1 мм и менее, и облако не переходит в грозовую фазу развития.

Подавление грозы путем разрушения или ослабления облака может осуществляться [32] подавлением восходящего воздушного потока,

образующего конвективную облачную ячейку и поддерживающего ее существование. Для этого необходимо внутри восходящего потока создать более быстро и на более низком уровне, чем при естественном развитии, осадки таких размеров и такой концентрации, чтобы они, падая внутри восходящего потока и увлекая за собой облачный воздух, создали его нисходящее движение, приводящее к преждевременному разрушению облака и прекращению его молниевой активности.

Засев аэрозолем йодистого серебра переохлажденной части облака позволяет за короткое время образовать искусственные зародыши крупы (града). В облаках возможны два типа зародышей - ледяная крупа и замерзшая капля. При развитии грозового процесса, когда зародышами осадков являются замерзшие капли, в облаке в силу определенных физических условий может образовываться питомник этих зародышей - зона повышенного содержания крупных капель, так называемая зона "аккумуляции". Засевая эту зону льдообразующим реагентом, можно за 0,5-1 минуты создать искусственные зародыши осадкой по схеме: аэрозоль - ледяной кристалл - захват кристалла крупной каплей (100 мкм и более) - зародыш [77].

При отсутствии крупнокапельной зоны в облаке или вторичности ее образования (срыв водяной пленки с градин) и содержания в ней большого количества естественных кристаллов (порядка 10^4 м^{-3} на изотерме -10°C), засев ракетами или артиллерийскими снарядами с реагентом йодистого серебра в количестве от 30 до 300 г на 1 км^3 облачной среды между уровнями изотерм -6 и -15°C также приведет к более быстрому образованию и в большем количестве зародышей осадков, чем при естественном процессе осадкообразования. Дело в том, что при засеве в течение некоторого промежутка времени создается такая большая концентрация искусственных ледяных кристаллов 10^9 м^{-3} , какой в естественных условиях никогда не наблюдается. При этом возникают условия для интенсивного процесса агрегации кристаллов [47]. Через 2-3 минуты после введения реагента

линейные размеры агрегата достигают 1 мм при размерах отдельных кристаллов 50-200 мкм, то есть создаются условия для искусственного стимулирования процесса осадкообразования в средней части восходящего потока и подавления конвекции выпадающими внутри этого потока осадками.

Если в области, куда внесен льдообразующий реагент, условия для агрегации кристаллов не выполняются и отсутствуют крупные капли, зародыши осадков могут возникать при росте и обзёрнении кристаллов льда, образованных на частицах реагента. Однако в этом случае время достижения частицей размера зародыша осадков составляет 10-12 минут [77].

Чем более мощно протекает процесс грозо-градообразования в облаке, тем больше количество реагента и интенсивность его поступления в зону воздействия требуются для подавления грозы. Поэтому часто воздействие на зрелые конвективные ячейки многоячейковых процессов, а тем более на суперъядерные облака, оказывается малоэффективным. В этом случае воздействие направляется на прерывание процесса развития конвективной облачной ячейки. Внесение реагента в зону, где происходит формирование восходящих потоков и преимущественно конденсационный рост облачных частиц, а также в зону зарождения осадков, представляющую собой переохлажденную область обновляющейся части облака, расположенную в относительно слабом, но усиливающемся во времени восходящем потоке (2-7 м/с), где начался интенсивный коагуляционный рост облачных частиц, приводит к ускорению осадкообразования, вымыванию указанных зон преждевременными осадками и подавлению восходящих потоков, питающих эти зоны [1]. Это приводит к разрушению фронтальной части облака и, следовательно, прерыванию распространения процесса облакообразования в пространстве.

6.1.2 Организация и схема проведения экспериментов, средства воздействия

Опытные работы по исследованию возможности применения для активных воздействий на грозу средств противогодовой, защиты проводились с 1980 по 1984 год в предгорном районе Северного Кавказа на метеорологическом полигоне ВГИ. Доставка реагента в облако и его диспергирование осуществлялось артиллерийским способом с использованием зенитных пушек КС-19 и специальных противогодовых снарядов "Эльбрус-4". Пункты воздействия (ПВ), оборудованные батареями орудий КС-19, располагались параллельно Кавказскому хребту на пути преимущественного движения фронтов, и границы обрабатываемой ПВ площади, составляющей около 1 тыс. км², находились от КП КРТС на расстоянии 50 км. Такое расположение огневых точек и средств контроля позволяло осуществлять воздействие на электрическое состояние облаков, находящихся в различных стадиях. Снаряд "Эльбрус-4" снаряжен смесью взрывчатых веществ (ВВ) и йодистого серебра, вес которой составляет 1,615 кг. В заданной (за счет установки дистанционного взрывателя) точке траектории происходит взрыв снаряда и диспергирование реагента. Время проявления кристаллов после внесения аэрозоля реагента, полученного взрывом снаряда "Эльбрус", в переохлажденный туман при -10° С составляет 10-15 с.

Полученное в результате взрыва искусственное аэрозольное облако в чистой атмосфере имеет следующие характеристики [44]:

- размер облака через 1 мин после взрыва, измеренный тремя независимыми методами, практически одинаков и составляет 40 м;
- средний кубический диаметр частиц 0,08-0,16 мк, частицы диаметром более 0,6 мк не обнаружены, средняя концентрация частиц составляет $2 - 5 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$;
- через 25-30 с после подрыва величина плотности объемного заряда

составляет более $3 \cdot 10^{-13}$ Кл/см³. В дальнейшем объемный заряд постепенно уменьшается, достигая 10^{-14} Кл/см³ через 2 мин после подрыва.

В ВГИ были проведены экспериментальные исследования по определению льдообразующей эффективности и дисперсности аэрозоля, полученного взрывом противогоревых снарядов в атмосфере, в условиях, наиболее близких к их применению для воздействия [77]. Оказалось, что наибольший выход активных частиц получается при использовании в качестве ВВ гексагена с 1-3 %-ным содержанием реагента йодистого серебра - состава, реализованного в "Эльбрус-4". Выход льдообразующих ядер (ЛОЯ) для "Эльбрус-4" при натурном испытании составляет $8 \cdot 10^{14}$ активных частиц со снаряда.

Поскольку распространение льдообразующего реагента, диспергированного взрывом, в грозо-градовых облаках практически не исследовано из-за больших трудностей, возникающих при реализации подобных экспериментов, обычно, при решении этого вопроса пользуются приближенными математическими моделями. При этом делаются три упрощения: турбулентная диффузия считается изотропной, коэффициент диффузии в каждом отдельном опыте - постоянным, а аэрозоль - пассивным трассером [45]. В [27] рассмотрено распространение аэрозоля в облаке от мгновенного объемного источника (облако взрыва снаряда "Эльбрус"). Для оценки концентрации аэрозоля S в любой момент времени τ в произвольной точке пространства, удаленной от центра сферической области радиуса r_0 , занятой равномерно распределенным в ней аэрозолем, на расстояние r , из уравнения переноса аэрозоля в турбулентной атмосфере получена формула

$$S(r, \tau) = \frac{S_0}{2} \sqrt{\frac{R\tau}{\pi}} \left(e^{-\frac{(r_0+r)^2}{4R\tau}} - e^{-\frac{(r_0-r)^2}{2R\tau}} \right) + \frac{S_0}{2} \left[\operatorname{erf}\left(\frac{r_0+r}{2\sqrt{R\tau}}\right) - \operatorname{erf}\left(\frac{r-r_0}{2\sqrt{R\tau}}\right) \right], \quad (6.4)$$

где $\operatorname{erf}x = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt$ (интеграл ошибок);

S_0 - начальная концентрация аэрозоля, в м⁻³;

R - коэффициент турбулентности, в $\text{м}^2/\text{с}$.

Оценка S , сделанная по формуле (6.4), на удалении $r = 1000$ м при $r_0 = 40$ м, $S_0 = 4 \cdot 10^9 \text{ м}^{-3}$, $R = 300 \text{ м}^2/\text{с}$ (среднее значение R внутри мощных вертикальных потоков в кучево-дождевых облаках), дала через 5 мин величину концентрации порядка 10^5 м^{-3} на внешней границе области. Следовательно, один противоградовый снаряд "Эльбрус-4" обеспечит концентрацию 10^5 м^{-3} активных ядер в одном кубическом километре облачной среды. Имеющимися в наличии огневыми средствами практически невозможно было обеспечить необходимую концентрацию реагента по всему объему зоны образования и разделения заряда. Поэтому выбор места засева в облаках был основан на результатах экспериментальной работы [108], в которой говорится, что зона наиболее высокой отражаемости находится в области слияния восходящего и нисходящего потоков. Именно в этой области происходит основное разделение зарядов, связанное с присутствием крупных замороженных частиц, приносом переохлажденных капель снизу и холодных ледяных кристаллов сверху. В эксперименте реагент вносился в область максимальной отражаемости навеса радиоэхо облачной ячейки на уровень $-8 \div -12^\circ \text{C}$ из известного расчета, что 1-2 противоградовые изделия "Эльбрус-4" могут обеспечить концентрацию $10^5 - 10^6$ ЛОЯ на 1 м^3 в 1 км^3 облачной среды. Воздействие, обычно, производилось в одну точку пространства с максимальной скорострельностью сериями по 4-5 изделий. Засев площади горизонтального сечения основного объемного отрицательного заряда осуществлялся благодаря разбросу противоградовых изделий, достигающему ± 1 км при скорости ветра у земли 10 м/с . В случае, если через 5-10 мин (характерное время срабатывания реагента) после окончания воздействия заметного эффекта подавления грозы не наблюдалось, проводилось повторное воздействие. И так далее, пока грозовая активность в облачной ячейке не прекращалась, или эта ячейка выходила за пределы действия огневых пунктов.

Воздействие по возможности проводилось либо на облака,

находящиеся в предгрозовой стадии, либо в момент начала в них молниевой активности. В некоторых случаях параллельно с нашим засевом или вслед за ним противоградовыми службами проводились активные воздействия на облака в целях предупреждения или предотвращения градобитий. При этом осуществлялся засев реагентом крупнокапельной зоны, зон зарождения и роста града. Таким образом, оказывалась засеяна вся зона, в которой происходят основная генерация и разделение заряда. Правда, в качестве недостатка следует отметить, что в этих случаях, обычно, воздействие проводилось на облако, уже прошедшее начальную фазу грозы.

Наблюдения за облаками, засеваемыми льдообразующим реагентом по противоградовой методике, показали, что воздействие производится в момент, когда по радиолокационным параметрам в облаке возникает градовый очаг, молниевая активность же начинается на 20-30 минут раньше. Воздействие проводится до тех пор, пока облако не станет безопасным в градовом отношении. Грозовая активность облака при этом естественно уменьшается, но часто полностью не подавляется, и в нем еще долго могут наблюдаться молниевые разряды, правда, с небольшой частотой появления.

Выбор облаков для воздействия или для контроля определялся чисто техническими возможностями экспериментального наземного комплекса средств воздействия и РТС контроля. Те облака, которые оказывались в зоне действия огневых пунктов, при отсутствии запрета органами авиации на проведение работ подвергались искусственному воздействию, а за облаками, находящимися вне этой зоны, а также при наличии запрета, велось наблюдение, как за контрольными. Поэтому выбор облаков не был полностью случаен, как требовалось при проведении рандомизированных экспериментов. Однако этот недостаток компенсировался большим количеством материала по наблюдениям за радиолокационными и электрическими параметрами естественно эволюционирующих облаков, проводимым с 1976 года.

Эксперименты по активному воздействию на грозу осуществлялись по

следующей методике. Если по прогнозу ожидалось развитие грозо-градовых процессов, то органам авиации заказывалась работа на воздействие, и через каждые 30 мин производился радиолокационный обзор атмосферы. При обнаружении над территорией района работ радиоэхо конвективной облачности включались все установки КРТС для исследования гроз. В дальнейшем проводилось наблюдение за выбранной для воздействия облачной конвективной ячейкой путем направления всех установок на максимум радиоэхо и сопровождения ее до момента диссипации. Так как в проводимом нами эксперименте оперативной единицей являлась индивидуальная облачная конвективная ячейка, важным моментом стало выделение грозовых явлений, обусловленных именно этой ячейкой. Общая картина расположения облачных систем контролировалась по изображению их радиоэхо на экране ИКО МРЛ. Являются ли входящие в облачную систему отдельные ячейки грозовыми или нет, определялось с помощью АГПД "Очаг-2П", и при нахождении грозовых ячеек на одном азимуте, но на разных расстояниях, с помощью РЛС П-12. В случае нахождения в створе ДН антенных систем РЛС П-12 и РЛС_{ДМ} нескольких грозовых ячеек опыт считался некорректным. Если объект исследований перемещался в направлении огневых точек, при получении положительного решения на воздействие на КП КРТС вырабатывались команды на осуществление засева облачной ячейки и по радиосвязи передавались на ПВ. Команды исполнялись после регистрации "предгрозового" радиоизлучения или первого молниевых разряда.

Всего в течение 1980-1984 гг. были проведены 53 опыта по воздействию на электрическое состояние облаков. В течение 1976-1985 гг. в 101 случаях осуществлялись комплексные наблюдения за трансформацией радиолокационных и электрических параметров облачных конвективных ячеек во время противоградовых работ. Кроме того, за эти же годы велись наблюдения за 579 естественно эволюционирующими облачными ячейками, которые использовались в качестве контрольных. В 41 случаях воздействие

проводилось на одноячейковые, многоячейковые и суперъячейковые конвективные облака фронтального и внутримассового развития в начальной стадии грозовой активности, зрелой стадии и стадии распада. В 12 случаях воздействие проводилось на переохлажденную слоисто-дождевую и слоисто-кучевую облачность с целью изменения ее электрического состояния.

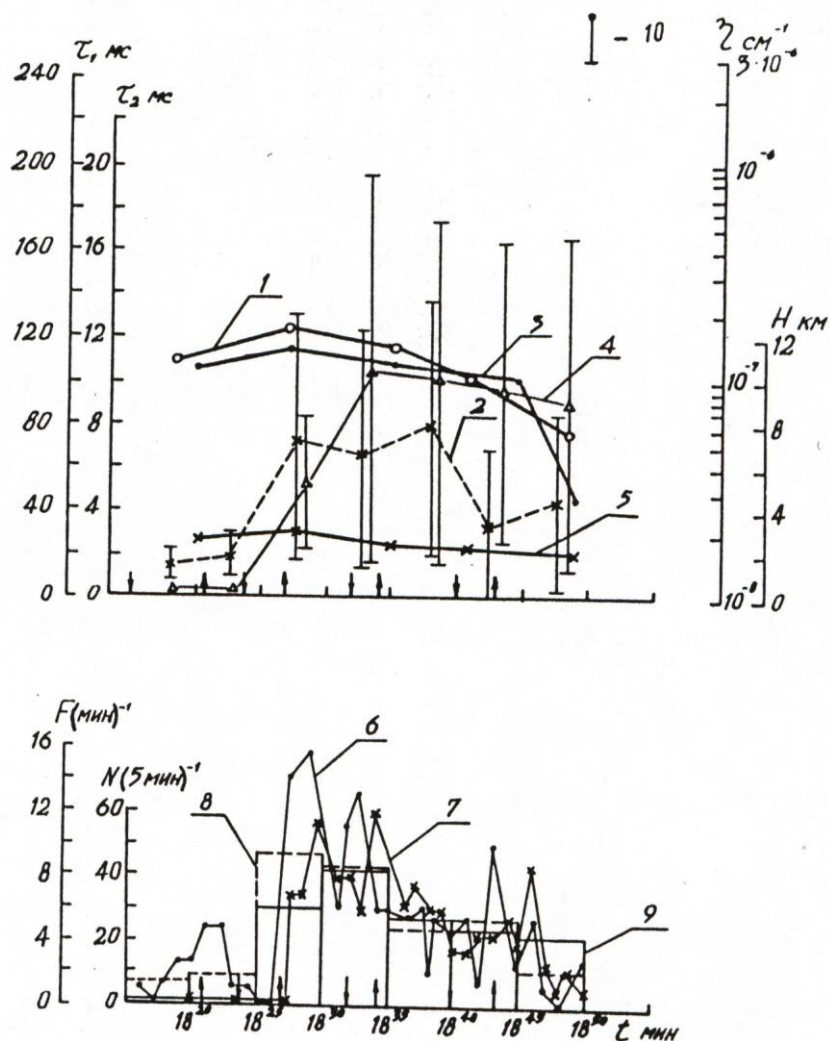
6.2 Анализ результатов наблюдений за изменением характеристик грозовой деятельности облаков при проведении противоградовых работ и экспериментов по воздействию на грозу

Важной составной частью воздействий на облачные процессы является оценка их эффективности. Параметры, характеризующие грозовую деятельность, сильно меняются как от облака к облаку, так и в ходе эволюции отдельного облака. Возникает трудность в оценке эффекта воздействия - являются ли произошедшие изменения его следствием или же это естественный процесс развития. В исследованиях возникли два различных направления [23]: прямое применение математической статистики в экспериментах и развитие физических и численных моделей для прогноза реакций на засев. Численные модели могут предсказать широкий круг результатов, зависящих от начальных допущений о распределении различных параметров облаков, так что по результатам полевых экспериментов можно сделать выводы относительно эффективности технологии активного воздействия на грозу. К сожалению, ввиду крайней сложности численные модели грозовой деятельности, например [26], которые бы можно было использовать для определения эффекта засева, почти не развиты, и поэтому в данной работе не применяются.

Для получения объективной оценки результатов экспериментов по воздействию на грозу необходимо использовать как физические, так и статистические методы, дополняющие друг друга. На основе анализа

результатов многолетних наблюдений за изменением грозового состояния естественно эволюционирующих и подвергнутых засеву йодистым серебром облаков были выработаны критерии эффективности льдообразующего действия реагента в облаке и успешности проведения активных воздействий [8]. Проиллюстрируем их на примере опыта 07.06.84 г. На рисунке 6.1 показана эволюция параметров радиоэхо и грозовой деятельности подвергнутой противогордовому воздействию конвективной ячейки, развившейся на холодном фронте. Приведем ход следующих параметров: а) высот верхней границы радиоэха H_B и максимальной отражаемости H_M , максимальной радиолокационной отражаемости η на длине волны 3,2 см; б) среднего значения $\bar{\tau}$ и стандартного отклонения σ_τ длительностей мелкомасштабных слаботорчных разрядов τ_2 и молний τ_1 за пятиминутные интервалы; в) частот в в 1 мин мелкомасштабных разрядов F_1 и молний F_2 и за пятиминутные интервалы N_1 и N_2 . Стрелками, направленными вниз, показано начало, вверх - конец воздействия. Время предгрозового периода ячейки составило 9 мин, а грозовая стадия продолжалась 24 мин, после чего в диссипирующей ячейке в течение 5 минут наблюдались сигналы излучения, сходные с сигналами предгрозового периода. Общие количества молний и мелкомасштабных разрядов, зарегистрированных за время жизни ячейки, соответственно равны 126 и 164. Молниевая активность достигает своего максимального значения по всем параметрам ($N_2 = 41 \text{ (5 мин)}^{-1}$, $F_2 = 12 \text{ мин}^{-1}$, $\bar{\tau}_1 = 118,77 \text{ мс}$, $\sigma_{\tau_1} = 97,97 \text{ мс}$) семью минутами позже максимального динамического развития облачной ячейки, из которой в это время наблюдалось выпадение града, и момента фиксации максимальной частоты мелкомасштабных разрядов $N_1 = 46 \text{ (5 мин)}^{-1}$, $F_1 = 14 \text{ мин}^{-1}$).

Поскольку ход кривых N_1 и N_2 сглажен, по ним оперативно нельзя судить об эффективности воздействия. Кривые F_1 и F_2 , в среднем, повторяя ход кривых N_1 и N_2 , сильно варьируют. Максимальные амплитуды вариаций наблюдаются после внесения в облако реагента и достигают 7 молниевых и 9 мелкомасштабных разрядов в минуту.



Обозначения:

- 1 и 5 - высоты верхней границы H_B и максимального радиоэхо H_M ;
- 3 - максимальная радиолокационная отражаемость на 3,2 см η ;
- 2 и 4 - средние значения длительностей немолниевых разрядов τ_2 и молний τ_1 ;
- 6 и 7 - частоты немолниевых разрядов F_1 и молний F_2 в 1 мин;
- 8 и 9 - частоты немолниевых разрядов N_1 и молний N_2 в 5 мин;
- 10 - стандартное отклонение длительности σ_τ .

Стрелками, направленными вниз, указано начало, вверх - конец воздействий.

Рисунок 6.1 - Эволюция во времени характеристик грозо-градовой облачной ячейки 07.06.84 г., подвергнутой противоградовому воздействию

Из рисунка 6.1 видно, что после начала внесения каждой серии изделий с реагентом через 3-5 мин наблюдается увеличение частоты мелкомасштабных разрядных процессов и через 5-10 мин - частоты молний, с последующим их уменьшением в течение 2-5 мин. Таким образом, оперативными критериями эффективности льдообразующего действия реагента и успешности воздействия могут служить сдвинутые на несколько минут между собой аномальные кратковременные усиления разрядной деятельности облаков, в начале, в основном, за счет увеличения частоты мелкомасштабных разрядов, а затем - частоты молний. Следует указать, что еще в начале 70-х годов в ВГИ был отмечен факт увеличения интенсивности ЭМИ облаков при внесении в них льдообразующих реагентов [39].

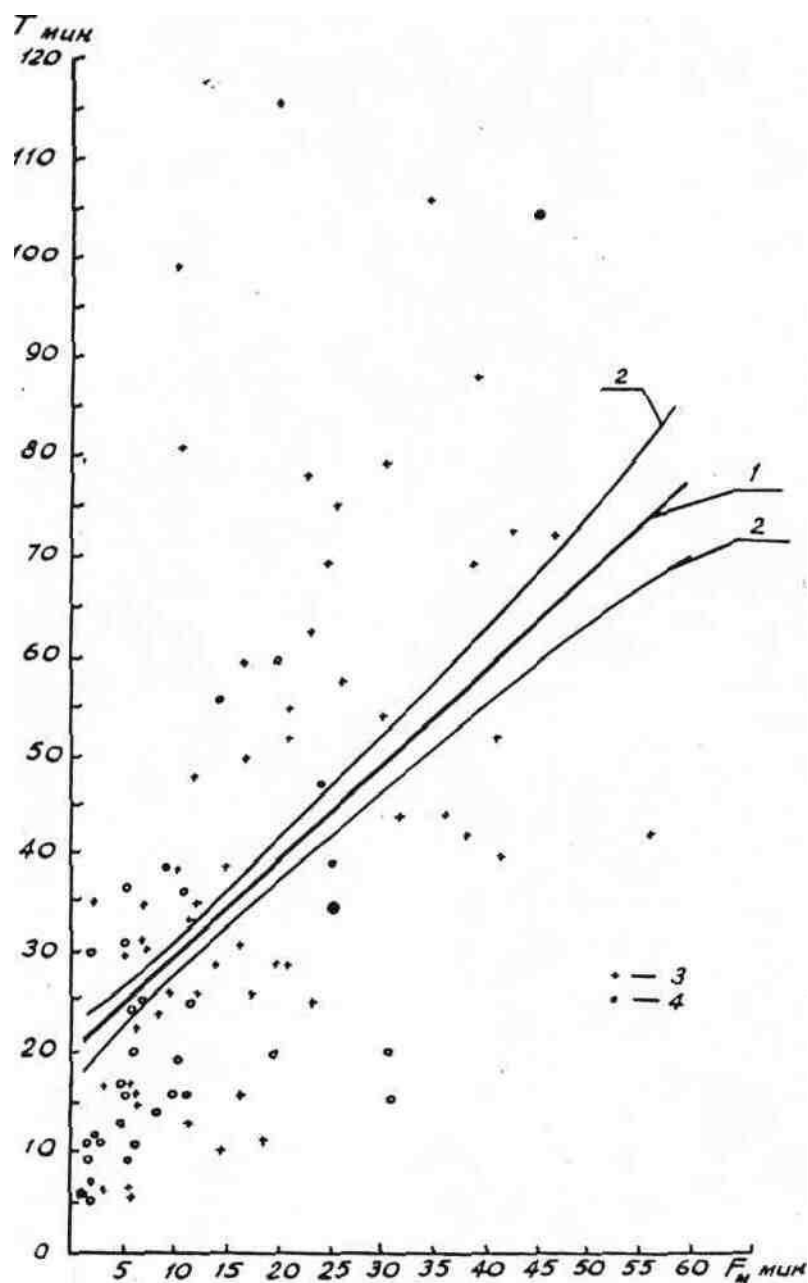
В целом, об успешности активных воздействий на грозу, можно судить по сокращению времени T существования грозовых явлений и общего числа молний N , генерируемых за это время, в засеянных облачных ячейках по сравнению с незасеянными с одинаковыми максимальными частотами молний F_M , а также по изменению степени зависимости (корреляционной связи) между T , N и F_M . Для этой цели используются полученные по более чем 400 случаям наблюдений за естественно эволюционирующими облачными ячейками уравнения исторической регрессии (3.2-3.4). На рис.6.2 приведена рассчитанная методом наименьших квадратов прямая линия регрессии вида

$$T_p = 0,965 F_M + 20,8 \text{ [мин]}, \quad \text{при } F_M > 0 \quad (6.5)$$

с 90 %-ными доверительными зонами, заключенными между гиперболами, построенными согласно [18]. Крестиками на рисунок нанесены 72 воздействия, проводимые противоградовыми службами, кружками - 38 наших воздействий на грозу. Процентное уменьшение или увеличение длительности существования грозы в засеваемых ячейках с использованием метода исторической регрессии оценивается по формуле

$$[(T-T_p)/T_p] \cdot 100. \quad (6.6)$$

В большинстве случаев (в основном, для воздействий на грозу), как видно из рисунка 6.2, точки опытов с воздействием находятся справа от линии регрессии, а значительная их часть выходит за доверительную границу при 90 %-ной значимости для естественно эволюционирующих облачных ячеек. Если считать, что в облаке в результате засева аэрозолем йодистого серебра происходит ограничение размеров гидрометеоров, то время грозы не изменяется, а максимальная частота молний возрастает, так как согласно формуле (6.3) возрастает электризация частиц крупы, пропорциональная общей площади их поверхностей, увеличивающейся за счет возрастания концентрации крупы при внесении дополнительных искусственных центров кристаллизации. Тем самым происходит кажущееся сокращение продолжительности грозы, и точка, обозначающая опыт, сдвигается вправо от линии регрессии. При преждевременном разрушении облачной ячейки искусственно интенсифицированными осадками одновременно увеличивается максимальная частота молний, пропорциональная согласно [27] интенсивности осадков, и сокращается продолжительность грозы. В этом случае точка опыта тем более оказывается сдвинутой вправо от линии регрессии. Чем больше окажется сдвиг, тем выше будет вероятность положительного эффекта воздействия. Помимо наблюдений за тремя характеристиками грозовой деятельности индивидуальной облачной ячейки T , F_m и N проводились наблюдения за целым рядом других характеристик, в том числе за длительностью $\tau_{\text{рлс}}$ существования эхо-сигнала молнии, длительностями порций электромагнитного излучения немолниевых $\tau_{\text{нм}}$ и молниевых τ_m разрядов в СВЧ диапазоне длин волн, числом компонентов n_k во вспышке молнии, и такими параметрами импульсов быстрых изменений напряженности электрического поля, сопровождающих молниевые разряды



Обозначения:

- 1 - линия регрессии;
- 2 - доверительные границы при 90%-ной значимости;
- 3 - противогородовые воздействия;
- 4 - воздействия на грозу.

Рисунок 6.2 - Линия регрессии, связывающая продолжительность грозовой деятельности T индивидуальной облачной ячейки с максимальной частотой молниевых разрядов F_M в ней

различных типов, как длительность фронта τ_f , длительность импульса $\tau_{и}$, амплитуда напряженности, приведенная к 100 км, E_m , активная ширина спектра импульса ΔF_a . Кроме того, по результатам измерений у земли напряженности поля и дальности до атмосферного разряда с использованием его модельного представления в виде диполя рассчитывались амплитуда тока I_m и количество электричества Q_m , нейтрализуемое импульсом максимального тока в канале молнии.

С целью выяснения возможности контроля эффективности воздействия по этим характеристикам грозовой деятельности была сделана проверка отличия выборок засеянных и контрольных облачных ячеек, для чего использовались альтернативный непараметрический двусторонний критерий Манна-Уитни [82], а также критерий Милки, применяемый для проверки принадлежности выборок одной генеральной совокупности в предположении, что она распределена логарифмически-нормально [88].

Значением критерия Манна-Уитни служит общее число инверсий U , определяемое по формуле

$$U = \sum_{i=1}^{n_1} \sum_{k=1}^{n_2} \varepsilon(x_k' - x_i), \quad (6.7)$$

x_k' и x_i - значения параметра X при отдельном измерении в контрольной и засеянной облачной ячейках,

$$\varepsilon(x_k' - x_i) = \begin{cases} 0 & \text{для } x_k' - x_i > 0 \\ 1 & \text{для } x_k' - x_i < 0 \end{cases} \quad (6.8)$$

При $n_1 + n_2 > 20$ как показано в [82], выборочная функция U распределена нормально с математическим ожиданием $EU = \frac{1}{2} n_1 n_2$, и дисперсией $DU = \frac{1}{12} n_1 n_2 (n_1 + n_2 + 1)$. Мерой справедливости нулевой гипотезы принадлежности выборок засеянных и контрольных облачных ячеек одной генеральной совокупности служит нормально распределенная статистика

$$Z = \frac{U - EU}{\sqrt{DU}}. \quad (6.9)$$

Логарифмически-нормальное распределение выбрано в связи с тем, что с его помощью хорошо описывается ряд метеорологических данных, в том числе и исследуемых в данной работе характеристик грозовой деятельности, а также удобством его применения. Плотность функции логарифмически-нормального распределения имеет вид

$$f(x) = [\alpha x (2\pi)^{1/2}]^{-1} \exp \left\{ - [\ln(x/\beta)]^2 / 2\alpha^2 \right\} \quad x > 0; \quad 0 \text{ при } x \leq 0, \quad (6.10)$$

где α - параметр формы;

β - параметр размера, положительные константы.

Через $x_1, x_2, x_m \dots$ и $y_1, y_2, y_n \dots$ обозначим случайные выборки наблюдений незасеянных и засеянных облачных ячеек. Пары параметров логарифмически-нормального распределения, соответствующие x и y , обозначим α_n, β_n и α_s, β_s , соответственно. Первая статистика T_1 служит для проверки нулевой гипотезы ω_1 о равенстве параметров формы и масштаба против альтернативной гипотезы Ω_1 , предполагающей неравенство параметров масштаба, и имеет вид

$$T_1 = (m+n) [\ln(\alpha^2 \omega_1) - \ln(\alpha^2 \Omega_1)], \quad (6.11)$$

где

$$\alpha_{\omega}^{\prime 2} = \frac{1}{m+n} \left[\sum_{i=1}^m (\ln x_i)^2 + \sum_{i=1}^n (\ln y_i)^2 - \frac{1}{m+n} \cdot \left(\sum_{i=1}^m \ln x_i + \sum_{i=1}^n \ln y_i \right)^2 \right], \quad (6.12)$$

$$\alpha_{\Omega_1}^{\prime 2} = \frac{1}{m+n} \left[\sum_{i=1}^m (\ln x_i)^2 + \sum_{i=1}^n (\ln y_i)^2 - \frac{1}{m} \cdot \left(\sum_{i=1}^m \ln x_i \right)^2 - \frac{1}{n} \cdot \left(\sum_{i=1}^n \ln y_i \right)^2 \right]. \quad (6.13)$$

Статистика T_2 служит для проверки нулевой гипотезы ω_2 о равенстве

параметров формы и различных параметрах масштаба против альтернативной гипотезы Ω_2 , согласно которой параметры формы и масштаба двух исследуемых выборок отличны. Статистика T_2 имеет вид

$$T_2 = (m+n)\ln(\hat{\alpha}_{\omega 2}^2) - m\ln(\hat{\alpha}_n^2) - n\ln(\hat{\alpha}_s^2), \quad (6.14)$$

где

$$\hat{\alpha}_{\omega 2}^2 = \hat{\alpha}_{\Omega 1}^2, \quad (6.15)$$

$$\hat{\alpha}_n^2 = \frac{1}{m} \left[\sum_{i=1}^m (\ln x_i)^2 - \frac{1}{m} \left(\sum_{i=1}^m \ln y_i \right)^2 \right], \quad (6.16)$$

$$\hat{\alpha}_s^2 = \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^n (\ln y_i)^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n \ln y_i \right)^2 \right]. \quad (6.17)$$

Статистики T_1 и T_2 распределены по закону χ -квадрат с одной степенью свободы. Для этого критерия также применяется максимальная вероятностная оценка отношения β_S/β_N .

$$\beta = \frac{\beta'_S}{\beta'_N} = \exp \left[\frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n \ln y_i \right) - \frac{1}{m} \left(\sum_{i=1}^m \ln x_i \right) \right]. \quad (6.18)$$

Ее значение, большее единицы, указывает на увеличение характеристики благодаря засеву, в противном случае - на уменьшение. Статистическое описание характеристик грозовой деятельности приведено в таблице 6.1. В скобках под названием характеристик указано количество экспериментальных единиц в выборках контрольных и засеянных облачных ячеек. В скобках под величинами статистик указаны вероятности выполнения нулевых гипотез. Средние значения и стандартные отклонения величин характеристик для выборок с засевом располагаются под соответствующими величинами для контрольных выборок.

Таблица 6.1 - Статистическое описание характеристик грозовой деятельности для засеянных и контрольных облачных ячеек

№№ пп	Характеристика	β	T_1	T_2	Z	Средн. знач.	Станд. откл.
1	2	3	4	5	6	7	8
1.	$T_{\text{мин}}$ (255,36(гроза))	0,598	16,53 (0,045)	8,71 (0,003)	2,954 (0,003)	31,2 20,8	20,2 13,7
2.	$N_{\text{молний}}$ (255,36)	0,543	4,9 (0,037)	0,07 (0,791)	-	235 102	392 127
3.	$F_{\text{м}} \text{ мин}^{-1}$ (255,36)	0,955	0,049 (0,823)	3,5 (0,06)	-	11,4 9,1	13,3 8,3
4.	$\tau_{\text{рлс}} \text{ мс}$ (706, 134)	1,05	0,22 (0,636)	0,983 (0,317)	-	261 261	177 196
5.	$\tau_{\text{м}} \text{ мс}$ (1182, 1104)	0,97	0,071 (0,791)	0,067 (0,806)	0,374 (0,708)	118 114	85 88
6.	$\tau_{\text{нм}} \text{ мс}$ (1198, 1424)	0,83	2,36 (0,121)	0,43 (0,51)	1,51 (0,133)	5,08 3,86	4,64 3,82
7.	$\tau_{\text{ф}} \text{ мкс}$ (113, 84)	0,721	8,09 (0,004)	0,096 (0,75)	2,535 (0,012)	3,45 2,32	4,25 1,89
8.	$n_{\text{к}} \text{ компонентов}$ (1272, 648)	0,758	10,2 (0,002)	0,19 (0,655)	0,613 (0,54)	3 2	2 3
9.	$\tau_{\text{и}} \text{ мкс}$ назем. разр. (7,58)	0,9	0,243 (0,192)	1,719 (0,192)	0,381 (0,703)	21,4 20,75	10,35 10,33
10.	облачн. разр. (8,36)	0,748	1,632 (0,195)	2,97 (0,083)	0,396 (0,692)	23,5 17,0	14,2 8,5
11.	$\Delta F_{\text{а}} \text{ кГц}$ (104,85)	1,425	17,66 (0,043)	1,888 (0,168)	-4,167 (0,044)	75,6 102	43,4 50,8
12.	$E \text{ В/м}$ наземн. разр. (112, 87)	0,975	0,0378 (0,842)	9,055 (0,003)	0,506 (0,613)	5,71 5,48	3,84 3,84
13.	облачн. разр. (8,42)	1,189	0,273 (0,58)	5,911 (0,014)	-0,238 (0,812)	2,5 2,86	0,81 1,92
14.	$I_{\text{м}} \text{ кА}$ (105, 92)	1,015	0,0126 (0,92)	0,155 (0,67)	-0,534 (0,593)	18,5 19	13,9 13,0
15.	$Q_{\text{м}} \text{ Кл}$ наземн. разр. (108,84)	0,772	1,679 (0,19)	0,093 (0,764)	1,257 (0,209)	1,34 1,35	2,24 1,38
16.	облачн. разр. (13,54)	0,92	0,058 (0,806)	0,182 (0,654)	0,195 (0,845)	1,34 1,18	2,42 1,52

Для выборки с засевом, величина коэффициента корреляции для характеристик T и N возрастает с 0,686 (99%-ный доверительный интервал 0,620-0,743) до 0,869 (0,78-0,92), что объясняется преждевременным подавлением долго существующих процессов с малой и средней грозовой

интенсивностью. При воздействии же на мощные, типа суперъячейковых, облака, по крайней мере, по 1984 г., эффект оказался неопределенным.

Анализ 36 случаев воздействия на электрическое состояние развивающихся облачных ячеек показал, что длительность существования в них грозовых явлений по сравнению с контрольными ячейками уменьшилась на 40 %, общее число разрядов на 45,7 %, а максимальная частота практически не изменилась. Следовательно, воздействуя льдообразующим реагентом в начальной стадии грозы, мы кратковременно стимулируем молниевую деятельность с последующим преждевременным разрушением облачной ячейки и за счет этого уменьшением почти наполовину длительностью грозовой фазы и общего числа молний, генерируемых ячейкой. При этом подвергаемая засеву ячейка обычно разрушается, не переходя в градовое состояние.

В основном, как видно из таблицы 6.1, характеристики молниевых разрядов для выборок контрольных и засеваемых ячеек почти идентичны. Исключение составляют длительность фронта τ_f импульса напряженности электрического поля главноканальной стадии молнии, активная ширина амплитудно-частотного спектра импульса ΔF_a и количество электричества Q_m , нейтрализуемое импульсом максимального тока в канале наземного разряда молнии. Уменьшение τ_f на 28 % (вероятность достоверности события $P=99\%$), Q_m на 22,8 % ($P = 80\%$), уширение ΔF_a на 42,5 % ($P=99,996\%$) дают возможность сделать предварительные выводы о некотором изменении в результате засева йодистым серебром величин энергетических характеристик молний в сторону их уменьшения, и, следовательно, уменьшения степени грозоопасности, подвергаемых воздействию облаков. Факт уширения активной ширины амплитудно-частотного спектра излучения молнии с 76 до 102 кГц дает надежду на выявление в будущем дрейфа максимума излучения молнии в более высокочастотную часть в результате засева, что позволит получить надежный критерий эффективности воздействия с целью ослабления степени

грозоопасности облаков.

Влияние воздействия наиболее заметно проявляется в изменении характеристик слаботочных мелкомасштабных разрядных явлений. Так, среднее значение и стандартное отклонение длительности $\tau_{\text{нм}}$ немолниевых разрядов в результате засева уменьшаются с 5,08 и 4,64 мс до 3,86 и 3,82 мс, соответственно. Этот эффект связан с трансформацией микрофизических процессов облачной среды, а, значит, и изменением условий электризации облачных гидрометеоров и частиц осадков.

Поскольку характеристики грозовой деятельности являются функциями термогидродинамических и микрофизических характеристик облаков, в частности, концентрации, размера и фазового состояния облачных гидрометеоров и частиц осадков, была сделана попытка использовать их для контроля градового состояния облаков и оценки эффективности противоградовых работ.

Так как, по крайней мере, в умеренных широтах, за очень редким исключением, града без грозы не бывает, причем существует довольно тесная корреляционная связь между интенсивностью грозовой активности и градовыми характеристиками конвективной ячейки [57,70], успешность проведения активных воздействий предлагается контролировать по сокращению длительности T грозы, а, следовательно, и града в засеянных градоопасных облачных ячейках по сравнению с незасеянными с одинаковыми максимальными частотами F_m и общим числом молний N . Для этих целей можно использовать применяемые при оценке положительного эффекта воздействия на грозу уравнения исторической регрессии (3.2 -3.4).

Проведенные нами наблюдения показали, что, примерно, пятая часть грозowych ячеек развивается до градового состояния. С другой стороны, практически все воздействия, проводимые нами в начальной стадии грозы, приводили к разрушению конвективных ячеек до перехода их в градовое состояние, или, по крайней мере, существенно уменьшали время их жизни по сравнению с естественным ходом развития. В то время как воздействия на

град, проводимые в более поздние сроки, как следует из анализа рисунка 6.2, желаемого эффекта часто не давали. На рисунке 6.3 приведены линии регрессии для выборки контрольных ячеек (408 случаев).

$$T = 0,0365N + 22,98 \quad /мин/ \quad (6.19)$$

с 90%-ными доверительными зонами, для выборки ячеек, засеваемых с целью воздействия на град (72 случая),

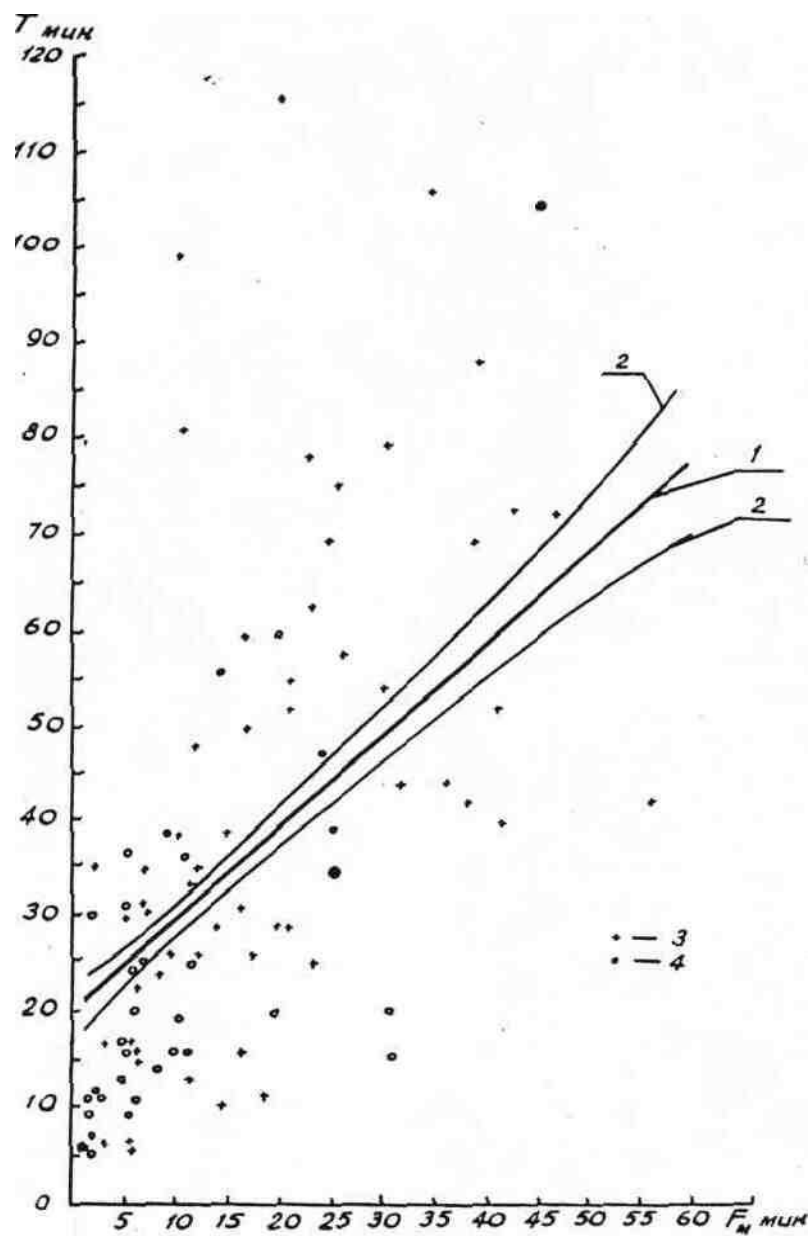
$$T = 0,03N + 29,49 \quad /мин/ \quad (6.20)$$

и для выборки ячеек, засеваемых с целью воздействия на грозу в начальной фазе ее развития (36 случаев),

$$T = 0,073N + 13,3 \quad /мин/ \quad (6.21)$$

Крестиками на рисунок нанесены воздействия, проводимые противоградовыми службами, кружками - 38 наших воздействий на грозу. Если линии регрессии (6.19) и (6.20) почти совпадают, что говорит о неопределенности в целом результатов воздействий по методике борьбы с градобитиями, то наклон линии регрессии (6.21) резко отличается от наклона двух других, что еще раз подтверждает выдвинутый выше тезис о преимуществе превентивного засева облачных ячеек. В связи с этим рекомендуется начинать засев ячейки либо в предгрозовой, либо в начале грозовой стадии.

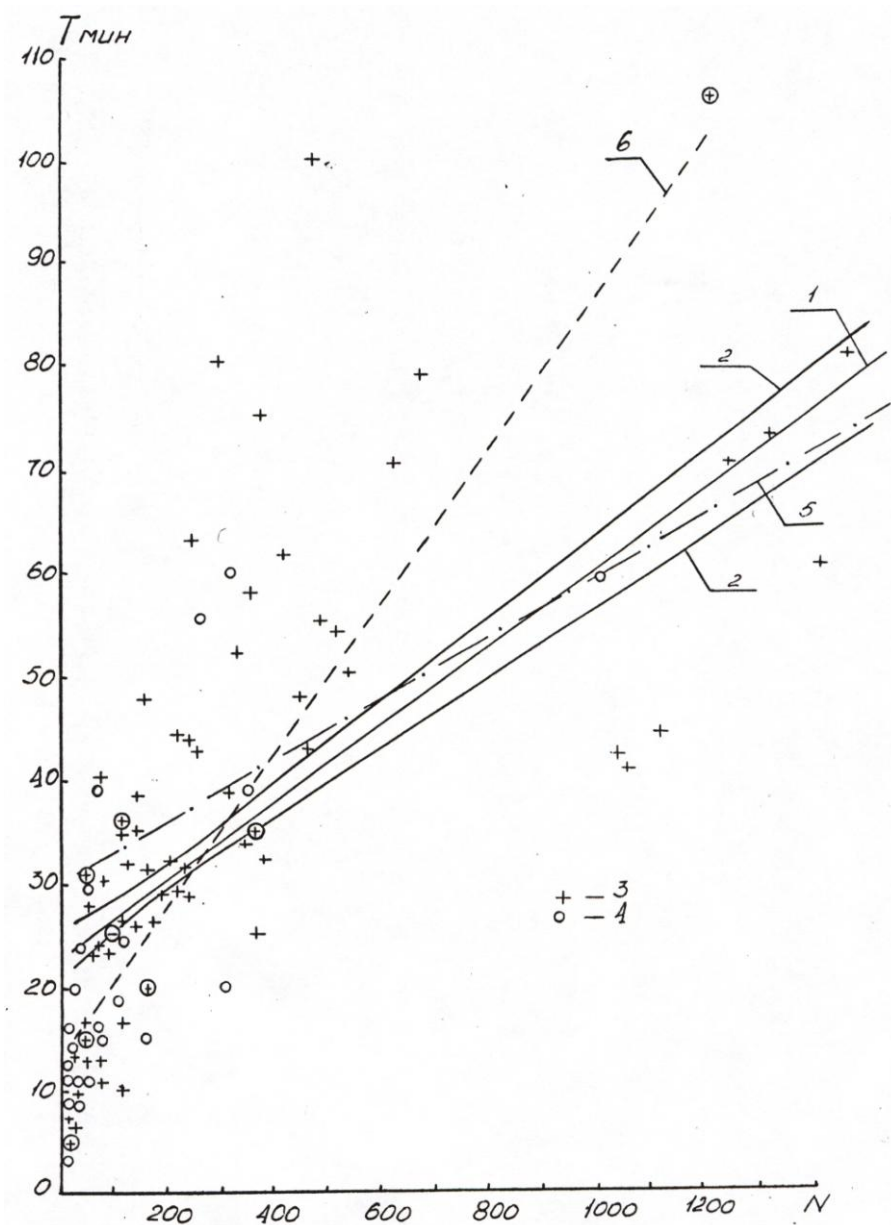
Дополнительно к оперативным радиолокационным критериям успешности противоградового воздействия можно применять критерий определения градового состояния ячейки по интенсивности грозы, согласно которому засев следует прекращать при стабильном ослаблении молниевой активности до значений, меньших, чем у естественно развивающихся облачных ячеек, содержащих градовую фазу (порядка 10 разрядов в минуту и более).



Обозначения:

- 1 - линия регрессии;
- 2 - доверительные границы при 90%-ной значимости;
- 3 - противоградовые воздействия;
- 4 - воздействия на грозу

Рисунок 6.2 - Линия регрессии, связывающая продолжительность грозовой деятельности T индивидуальной облачной ячейки с максимальной частотой молниевых разрядов F_M в ней



Обозначения:

- 1,5 и 6 - линии регрессии для выборок контрольных, засеваемых с целью воздействия на град и на грозу ячеек, соответственно;
- 2 - доверительные границы при 90%-ной значимости;
- 3 - противоградовые воздействия;
- 4 - воздействия на грозу

Рисунок 6.3 - Линии регрессии, связывающие продолжительность грозовой деятельности T индивидуальной облачной ячейки с генерируемой ею общим числом молниевых разрядов N

Вообще, из анализа материалов по воздействию на конвективные облака с целью регулирования их грозовой деятельности, следует вывод, что засев льдообразующим реагентом йодистого серебра может изменить электрическое состояние облака только при изменении его микро- и термогидродинамических характеристик. Другими словами, нельзя, скажем, подавить молниевую активность облака, оставив без ощутимого изменения структуру воздушных потоков в нем, спектр размеров облачных элементов и осадков, их пространственное распределение, количественные соотношения между фазовыми состояниями воды.

Помимо воздействий на электрическое состояние конвективных облаков были также проведены 12 опытов по вызову разрядных процессов в мощной переохлажденной слоисто-дождевой и слоисто-кучевой облачности. Эти исследования очень интересны с точки зрения обеспечения безопасности полетов летательных аппаратов. Дело в том, что 80 % всех случаев поражения самолетов молниями произошло в слоисто-дождевых облаках, которые ранее считались безопасными. По Имянитову [33], одним из условий возникновения молниевых разрядов в облаке является накопление в объеме радиусом 20 - 140 м объемного заряда, который способен создавать электрическое поле напряженностью 10^3 кВ/м. Другим условием является наличие поля напряженностью порядка 10^2 кВ/м, обусловленного более значительным объемным зарядом, занимающим область радиусом 1300 - 3000 м. Как оказалось [15], в некоторых мощных переохлажденных слоисто-дождевых облаках наблюдаются аномально большие напряженности поля порядка 10^2 кВ/м на температурном уровне $-10 \div -12^\circ \text{C}$, близкие к значениям полей, регистрируемых в грозовых облаках. Здесь выполняется второе условие возникновения молниевых разрядов по Имянитову. Именно в таких слоисто-дождевых облаках происходили поражения самолетов молниями. При входе сильно заряженного самолета в облако выполнялось первое условие, то есть создавался экстремум поля, необходимый для инициирования молниевых разрядов. Таким образом, чтобы с уверенностью

сказать, что данное слоисто-дождевое облако грозоопасно для полетов в нем самолетов, необходимо искусственно обеспечить выполнение первого условия. Если при этом в облаке будут зарегистрированы разрядные процессы, то значит, в нем выполняется второе условие возникновения молниевых разрядов, и заход самолета в облако с большой вероятностью может привести к его поражению молнией.

Экспериментальные данные, полученные в последние годы, указывают на возможность коронного разряда с ледяных частиц в облаках при напряженности электрического поля 10^2 кВ/м [29]. Существует гипотеза, что молния инициируется коронным разрядом с поверхности гидрометеоров [80]. На основании этого мы предложили создавать такие объемные заряды, при наличии которых бы выполнялось первое условие по Имянитову. Такие заряды можно создавать при засеве слоисто-дождевой облачности льдообразующим реагентом йодистого серебра за счет заряжения коронирующих во внешнем поле с напряженностью 10^2 кВ/м ледяных частиц, образованных на искусственных ледяных ядрах. После воздействия слоисто-дождевая облачность будет оставаться электрически нейтральной до тех пор, пока по мере опускания из разряженной области осадков электрическое поле не восстановится до прежнего уровня.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии изложены следующие основные результаты и выводы, полученные авторами в ходе проводимых в течение более 30 лет работ по изучению гроз Северного Кавказа:

1. С помощью радиотехнических методов и средств, а также с использованием данных визуально-слуховых наблюдений на сети Росгидромета, исследованы климатические и физико-географические характеристики гроз Северного Кавказа, такие как среднегодовое число дней с грозой, продолжительность гроз, характерные трассы их перемещения, вероятность возникновения грозовых явлений и интенсивность их протекания в зависимости от типов метеорологических процессов и стадий их развития, соотношение между наземными и всеми грозовыми разрядами и распределение ударов молний в землю по территории.

2. Применение активно-пассивного радиотехнического комплекса позволило выделить в качестве объекта исследований и оперативной единицы для контроля эффективности активных воздействий индивидуальную конвективную ячейку, входящую в облачную систему. Получены вероятностные распределения продолжительности существования грозовых явлений, максимальной частоты возникновения молний и общего числа грозовых разрядов, генерируемых за время жизни конвективной ячейки, а также уравнения регрессии, связывающие между собой эти характеристики грозовой деятельности.

3. Исследованы импульсно-временные характеристики радиоизлучения грозовых облаков в дециметровом диапазоне. Получены вероятностные распределения числа импульсов в пакете и длительности пакетов импульсов радиоизлучения грозовых облаков для различных расстояний до разряда, длительности интервалов между компонентами и числа компонентов во вспышке молнии. Выявлена зависимость длительности пакетов радиоизлучения разрядных явлений от интенсивности грозовой деятельности

облачной ячейки и фазы ее развития. Показана возможность оперативного контроля по СВЧ радиоизлучению электрического состояния отдельной конвективной ячейки, входящей в облачную систему, и, в совокупности с радиолокационными параметрами, ее градоопасности.

4. На основе результатов синхронной регистрации координат молниевых разрядов и обусловленных ими быстрых изменений напряженности электромагнитного поля, получены вероятностные распределения для различных интервалов расстояний между источником и пунктом наблюдения временных характеристик, амплитуды и активной ширины амплитудно-частотного спектра импульса напряженности электромагнитного поля главноканальных стадий молний. Установлено соотношение молниевых разрядов, переносящих на землю заряды разного знака. Проведено сравнение амплитудно-временных характеристик импульсов напряженности электромагнитного поля для междуоблачных и переносящих на землю положительный и отрицательный заряды молний.

5. Разработана методика оценки величин электрических зарядов, нейтрализуемых импульсами максимальных токов молний, на основе данных, полученных с применением радиотехнических средств, и построены вероятностные распределения величин максимальных токов и нейтрализуемых ими зарядов для молний различных типов, зарегистрированных на территории площадью, ограниченной кругом радиусом 100 км от пункта наблюдений. Сделаны оценки общего количества электричества, генерируемого за время жизни облачной ячейки и средней скорости генерации в ней заряда.

6. Разработаны методики активного воздействия на грозу льдообразующим реагентом (йодистое серебро) с применением противогородовых артиллерийских средств и контроля его эффективности, на основании которых в 1976-85 гг. организованы и проведены эксперименты. Физико-статистический анализ результатов наблюдений позволил выделить ряд характеристик грозовой деятельности, являющихся наиболее

информативными для осуществления контроля эффективности активных воздействий, проводимых в различных целях на грозо-градовые процессы. Выработаны оперативные критерии эффективности льдообразующего действия реагента в облаке и успешности проведения активных воздействий. Показано наличие положительного эффекта при засеве облачных ячеек в предгрозовой и в начале грозовой фаз развития. Влияние воздействия наиболее заметно проявляется в изменении характеристик слаботочных мелкомасштабных разрядных явлений, например, уменьшении длительности немолниевых разрядов. Показано, что активные воздействия аэрозолем йодистого серебра на мощную переохлажденную слоисто-дождевую и слоисто-кучевую облачность при определенных условиях (наличие величин электрических полей, близких к величинам полей в грозовых облаках) могут инициировать в ней разрядные явления.

7. Сделана попытка использовать некоторые характеристики грозовой деятельности для контроля градового состояния облаков и оценки эффективности противоградовых работ. Успешность проведения активных воздействий предлагается контролировать по сокращению длительности грозы, а, следовательно, и града в засеянных градоопасных облачных ячейках по сравнению с аналогичными незасеянными. Дополнительно к оперативным радиолокационным критериям успешности противоградового воздействия степень градоопасности облачной ячейки можно контролировать по интенсивности грозы.

8. Созданы измеритель параметров пакетов импульсов электромагнитного излучения грозовых облаков и устройство для раздельной регистрации наземных и облачных разрядов молний.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абшаев М.Т., Жубоев М.М. Принципы воздействия на одноячейковые, многоячейковые и суперъячейковые градовые процессы // Тр.ВГИ. -1978.- Вып. 39.-С. 106-129.
2. Аджиев А.Х., Акчурин М.М., Богаченко Е.М., Загидулин А.А., Хыдыров Ф.Л. Устройство для раздельной регистрации наземных и облачных разрядов молний // а.с. №1339467.- 1987.
3. Аджиев А.Х., Акчурин М.М., Богаченко Е.М. Частота разрядов молний в КБАССР// Защита энергетического оборудования от атмосферных и коммутационных перенапряжений.// Сб.научн. тр.-М.:Изд.ЭНИНА, 1987.- С.67-81.
4. Аджиев А.Х., Бейтуганов М.Н., Богаченко Е.М. Состояние и перспективы разработок методов регулирования грозового электричества // Активные воздействия на гидрометеорологические процессы. Труды Всесоюзной конференции.- Л.: Гидрометеиздат, 1990.- С.420-425.
5. Аджиев А.Х., Белельдинов М.Ф., Реггия Э.Б. и др. Устройство для моделирования облачных процессов // а.с. №1169450.- 1985.
6. А.Х.Аджиев, Е.М.Богаченко// а.с. 208799 - №3060420; Заявлено 23.02.83; Зарегистр.26.09.84.
7. Аджиев А.Х., Богаченко Е.М., Гончаров В.М. Измеритель параметров пакетов импульсов электромагнитного излучения грозовых облаков // ПТЭ, 1986.- №4.-С.219.
8. Аджиев А.Х., Богаченко Е.М. Изменение электрических параметров конвективных облаков при проведении противоградовых воздействий // Активные воздействия на гидрометеорологические процессы. Труды Всесоюзной конференции.- Л.: Гидрометеиздат, 1990.- С. 435-439.
9. Аджиев А.Х., Богаченко Е.М. Применение радиотехнических средств для оценки используемых в грозозащите параметров разрядов молний// Электричество.- 1990.- №7.- С.18-22.

- 10.Аджиев А.Х., Загидулин А.А. Устройство для автоматической регистрации сигналов электромагнитного излучения молниевых разрядов // ПТЭ.-1983.-№ 1.-С. 216.
- 11.Аджиев А.Х., Качурин Л.Г., Медалиев Х.Х. Кинетические параметры кристаллических реагентов типа AqI // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана.- 1977.- Т.13, №8.-С. 900-903.
- 12.Аджиев А.Х., Тамазов С.Т. Разделение электрических зарядов в грозах // Активные воздействия на гидрометеорологические процессы. Труды Всесоюзной конференции.- Л.: Гидрометеиздат, 1990.- С. 428-431.
- 13.Ализаде А.-А.Г., Гаджиев Г.А. Счетчик разрядов молний // а.с. №622027.- 1978.
- 14.Анализ расчетных параметров тока молнии, полученных различными методами / А.А. Ализаде, Н.А. Медиков, Ф.Л. Хыдыров, Х.А. Велиев, Я.А. Аскеров // Тр.ЭНИН.-1976.-Вып.57.-С.106-113.
- 15.Андреева С.И., Евтеев Б.Ф. О градиенте потенциала электрического поля слоисто-дождевых облаков // Тр.ГГО.-1977.-Вып. 279. -С. 3-8.
- 16.Базелян Э.М., Горин Б.В., Левитов В.И. Физические и инженерные основы молниезащиты.-Л.: Гидрометеиздат, 1978.-223 с.
- 17.Беленцова В.А. Территориальное распределение гроз на Северном Кавказе в зависимости от синоптических условий//Труды ВГИ.- 1970.- Вып.17.-С. 64-78.
- 18.Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. -М.: Наука, 1983.-416 с.
- 19.Вильямс Э.Р. Электризация грозовых облаков // В мире науки.- 1989.-№ 1.- С. 34-44.
- 20.Гальперин С.М., Кононов И.И., Кунин В.И. Грозопеленгатор-дальномер «Очаг-2П».-Л.: Гидрометеиздат, 1988.- 60 с.
- 21.Гальперин С.М., Степаненко В.Д., Соломин М.Е. Сверхдлинноволновый автоматический радиопеленгатор гроз для сопряжения с РЛС метеорологического назначения и телеметрическим каналом // а.с. №200633.-

1967.

22.Гольштейн А.А., Закарюкин В.П. Устройство для раздельной регистрации наземных и облачных разрядов молний // а.с. №892396.- 1981.

23.Деннис А. Изменение погоды засевом облаков. - М.: Мир, 1983.-272 с.

24.Дивинский Л.И. Об эффективной отражающей поверхности канала молнии // Труды 1 Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству.-Л.: Гидрометеиздат, 1976.-С. 177-185.

25.Закарюкин В.П. Устройство для раздельной регистрации наземных и облачных молний // а.с. №1007064.- 1983.

26.Зимин Б.И. О распространении льдообразующего аэрозоля в кучево-дождевых облаках при засеве их с помощью противогорелых ракет // Тр. ЦАО.-1984.-Вып. 156.-С. 33-41.

27.Зимин Б.И. О связи электризации грозовых облаков с осадками // Метеорология и гидрология.-1981.-№ 8.-С. 44-51.

28.Зимин Б.И. Регулирование развития грозовой активности конвективных облаков при воздействии льдообразующими аэрозолями // Тр. ЦАО.-1978.-Вып. 136.-104 с.

29.Зимин Б.И., Похмельных Л.А. О возможности воздействия на грозы искусственным инициированием коронных разрядов с ледяных кристаллов, образованных на частицах йодистого серебра // Тр. ЦАО.-1978.-Вып. 132.-С. 56-62.

30.Изыскание методов воздействия на грозовую активность мощных кучевых облаков с помощью противогорелых изделий. Отчет о НИР (заключительн.) / Высокогорн. геофиз. ин-т Госкомгидромета. Руководитель Х.Х. Медалиев.-ОЦО 4.28.09; №7P78044I70.-Нальчик, 1980.-59 с.

31.Имянитов И.М., Михайловский Ю.П. Об оценке эффективности активных воздействий // Тр. ГГО.-1984.-Вып. 474.-С. 16-26.

32.Имянитов И.М., Никандров В.Я. О возможности воздействия на электрические процессы в облаках // Исследования по физике облаков и активным воздействиям на погоду.- М.: Гидрометеиздат, 1967.-С. 29-41.

- 33.Имянитов И.М. Строение и условия развития грозовых облаков // Метеорология и гидрология.-1981.- № 3.-С. 5-17.
- 34.Имянитов И.М., Чубарина Е.В., Шварц Я.М. Электричество облаков. -Л.: Гидрометеиздат, 1971.- 456 с.
- 35.Иньков Б.К., Махоткин Л.Г. Двухпараметрический грозоотметчик // Тр. ГГО.-1982.-Вып. 455.-С. 63-70.
- 36.Иньков Б.К. Устройство для регистрации близких гроз // а.с. №619880.- 1978.
- 37.Информационное сообщение о материалах 7 сессии по метеорологии и климатологии ВМО. Апрель 1978г.// Экспресс-инф. ЦНИИ гидрометеорол. инф.- Миров. центр данных Гидрометеорол.-1978.-Вып.5 (55).-22 с.
- 38.Использование радиолокационных станций при проверке точностных характеристик грозопеленгаторов-дальномеров/ С.М.Гальперин, В.Н.Стасенко, Н.И.Крохин, В.Д.Плотников//Тр.ГГО.-1979.-Вып.430.-С.124-126.
- 39.Исследования эффективности кристаллизующего действия; реагентов в облаке по радиоизлучению / Х.Х. Медалиев, В.В. Берсзкин, Х.Б. Кяров, С.М. Сижажев // Тр.ВГИ.-1979.-Вып. 42.-С. 89-98.
- 40.Качурин Л.Г., Дивинский Л.И., Иванов Б.Д. Излучение конвективных облаков в метровом диапазоне радиоволн // Изв. АН СССР, ФАО.-1979.-Т.15, №7.-С. 724-730.
- 41.Качурин Л.Г., Кармов М.И., Медалиев Х.Х. Основные характеристики радиоизлучения конвективных облаков // Изв. АН СССР. ФАО. -1974.-Т. 10,№ 11.-С. 163-169.
- 42.Качурин Л.Г., Медалиев Х.Х., Сижажев С.М. Радиолокационные исследования грозовых очагов в дециметровом диапазоне радиоволн //Тр. ЛГМИ. -1975. -Вып. 54.- С.21-27.
- 43.Качурин Л.Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. -Л.: Гидрометеиздат, 1971.- 456 с.
- 44.Кашпровский В.Е. Определение местоположения гроз радиотехническими

методами.-М.; Наука, 1966.-248 с.

45.К вопросу о применении искусственных трассеров в исследованиях локальных атмосферных процессов / В.В. Батонин, Э.Я. Бегун, Н.Ш. Бибилашвили и др. // Тр.ВГИ.-1971.-Вып. 19.-С. 69-82.

46.Колоколов В.П. О характеристиках глобального распределения грозовой деятельности // Метеорология и гидрология.-1969.-№ II.-С. 47-54.

47.Кондратенко В.А. Определение льдообразующей эффективности некоторых хладореагентов и пиротехнических композиций // Тр.ВГИ. -1987.-Вып. 69.-С. 14-22.

48.Кононов И.И., Петренко И.А., Снегуров В.С. Радиотехнические методы местоопределения грозовых очагов. -Л.: Гидрометеиздат, 1986.- 222 с.

49.Косарев Е.Л., Зацепин В.Г., Митрофанов А.В. Основные характеристики радиоизлучения линейных молний в дециметровом диапазоне//ЖТФ.-1971.-Т.41, № 2.-С. 315-322.

50.Курилов В.А., Дронов К.А., Смирнов Г.Н. Анализатор грозоопасности // а.с. №543966.- 1977.

51.Лыдзар П.С. Полупроводниковые грозорегистраторы // Тр. ГГО.- 1964.-Вып.157.-С. 54-58.

52.Лыдзар П.С. Установка для определения местоположения грозовых очагов с одного пункта // Тр. ГГО.-1966.-Вып. 188.-С. 29-38.

53.Махоткин Л.Г., Иньков Б.К., Лещенко Г.П. О возможности использования узкополосного варианта электромагнитного метода оценки расстояния до грозовых очагов // Тр. ГГО.-1980.-Вып. 401. -С. 62-65.

54.Машуков Х.М. К вопросу о ракетных измерениях напряженности электрического поля в грозовых и градовых облаках // Тр. ВГИ.-1976.-Вып. 35.-С. 38-50.

55.Машуков Х.М., Шугунов Л.Ж. К вопросу о статистическом анализе электрических характеристик грозовых облаков // Труды 2 Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству.-Л.: Гидрометеиздат, 1984.-С. 131-133.

56. Медалиев Х.Х., Сижажев С.М., Кяров Х.Б. Исследования некоторых условий возникновения грозových разрядов в облаке // Тр. ВГИ.-1973.-Вып. 24.-С. 76-81.
57. Медалиев Х.Х., Кяров Х.Б., Сижажев С.М. Электрическая активность градоопасных облаков // Тр.ВГИ.-1979.-Вып.42. –С.89-98.
58. Овчинников Н.И. Основы радиотехники.-М.: Воениздат МО СССР, 1968.-408 с.
59. Опасность электромагнитных воздействий тока молнии при открытых горных разработках / М.И. Озерной, И.С. Лазовер, М.Н. Бараш и др. // Труды I Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству.-Л.: Гидрометеиздат, 1976.-С. 278-284.
60. Орвилл Р.Э. Удивительные факты о молнии // Америка.-1978.-№ 259.-С.8-13.
61. Петренко И.А., Гальперин С.М., Егоров В.Н. Длительности собственного излучения атмосферных разрядов в метровом диапазоне радиоволн // Тр.ГГО.-1976.-Вып. 383.-С. 140-144.
62. Попаланский Ф. Измерение токов молнии в Чехославакии и использование полученных данных при расчетах удельных грозových отключений ЛЭП высокого напряжения // В кн. Перенапряжения и координация изоляции. Переводы докладов на XXIII сессии СИГРЭ 1970 г.-М.: "Энергия". 1970.-С. 10-20.
63. Потапкин В.И. Устройство для регистрации грозových разрядов // а.с. №699464.- 1977.
64. Радиоизлучения облаков, сопровождающее кристаллизацию переохлажденной воды / А.Х.Аджиев, П.Ф.Зильберман, С.М.Сижажев, С.Т.Тамазов// Метеорология и гидрология.- 1989.-№10.- С.32-39.
65. Радиолокационные характеристики грозových облаков в сантиметровом и метровом диапазонах радиоволн / Л.Г. Качурин, А.И. Карцивадзе, Л.И. Дивинский и др. // Труды I Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству.-Л.: Гидрометеиздат, 1976.-С. 185-190.

- 66.Регистрация параметров прямого удара молнии / Б. Б. Бочковский, К.Д. Больнов, А.А. Лабузов, Е.Н. Лисянская, А.С. Майкопар, З.И. Серебрякова // "Электрические станции".-1971.-№8.-С.51-54.
- 67.Результаты самолетных исследований электрических характеристик грозовых облаков / А.И. Карцивадзе, А.Г. Амиранашвили, Т.Г. Гзиришвили, А.Г. Нодия // Тр. Ин-та геофиз. АН СССР.-1982.-Т. 19.-С. 67-75.
- 68.Руководство по применению радиолокаторов МРЛ-4, МРЛ-5 и МРЛ-6 в системе градозащиты /М.Т. Абшаев, И. И. Бурцев, С. И. Ваксенбург, Г.Ф. Шевела.-Л.: Гидрометеиздат, 1980.-230 с.
- 69.Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2 /Г.Б.Брылев, Е.М.Сальман.-Л.: Гидрометеиздат, 1974. -334 с.
- 70.Сижажев С.М. Взаимосвязь грозовых и градовых явлений в кучево-дождевых облаках // Тр. ВГИ.-1986.-Вып.65.-С. 76-80.
- 71.Синхронное измерение импульсов электрического поля и радиолокационного отражения от молниевых разрядов и сравнение с результатами численного моделирования / А.Х.Аджиев, Э.И.Дубовой, С.М.Сижажев и др.// Изв. АН РФ. Физика атмосферы и океана.- 1993.- Т.29, №3.- С.364-368.
- 72.Степаненко В.Д., Гальперин С.М. Обнаружение ливней и гроз с помощью радиолокационных станций температурно-ветрового зондирования // Тр. ГГО.-1969.-Вып. 243.-С. 49-64.
- 73.Степаненко В.Д., Гальперин С.М. Радиотехнические методы исследования гроз.-Л.: Гидрометеиздат, 1983.-204 с.
- 74.Тамазов С.Т., Аджиев А.Х., Казанкова З.П. // а.с. №286654.- 1989.
- 75.Тамазов С.Т., Аджиев А.Х., Казанкова З.П. Влияние некоторых химических веществ на электризацию кристаллизующихся капель воды // Труды ВГИ.- 1989.- Вып.77.-с.7-11.
- 76.Фельдман М.Л., Кегельс М.Б. Защита линий электропередачи и подстанций высокого напряжения от атмосферных перенапряжений // Труды I

- Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству.-Л.: Гидрометеиздат, 1976.-С. 275-278.
- 77.Хоргуани В.Г. Микрофизика зарождения и роста града.-М.: Гидрометеиздат, 1984.-187с.
- 78.Чалмерс Дж.А. Атмосферное электричество.-Л.: Гидрометеиздат, 1974.-418 с.
- 79.Червонный М.Г. Охрана лесов от пожаров.- М.: Лесная промышленность, 1973.- 150 с.
- 80.Шишкин Н.С. О роли коронного разряда в развитии гроз // Докл. АН СССР.-1970.-I.192, № 22.-С. 317-319.
- 81.Штенников Ю.В. Экспериментальные исследования дипольных и токовых моментов грозовых разрядов // Проблемы дифракции и распространение радиоволн.-Л.: Изд.ЛГУ, 196У.-С. 198-208.
- 82.Шторм Р. Теория вероятностей. Математическая статистика.-М.: Мир, 1970.-368 с.
- 83.Юман М. Молния.- М.: Мир, 1972.-326 с.
- 84.Airborn studies of electric fields and the charge and the size of precipitation elements in thunderstorms / W. Gaskell, A.T. Illingroorth, J. Latham, C. Moore // Quart. J. Roy. Met. Soc. - 1969. - № 405. - P. 447-460.
- 85.A lightning source location from VHF radiation data for a flash at a Kennedy Space Center / P.L. Rustan, M.A. Uman, D.G. Childers et al // J. Geophys. Res. - 1980. - Vol. 85, № C9. - P. 4893-4903.
- 86.A thundercloud electric field sounding: Charge distribution and lightning / Weber M.E., Christian H.G., Pew R.R., Stewart M.F. // J. Geophys. Res. - 1982. - Vol. 87. - P. 7158-7169.
- 87.Baron Pierre. Orages. La meteo des coups de foudre // Sci. et avenir.- 1988. - № 497. - P. 40-45.
- 88.Baughman R.G., Fuguay D.M., Mielke P.W. Statistic analysis random lightning suppression experiment // J. Appl. Meteorol.- 1976. - Vol. 15, № 7. - P. 790-794.
- 89.Berger K. Methoden und resultate der blitzforschung auf dem Monte San

Salvatore bei Lugano in den Jahren 1963-1971 // Bull. SEV 63. - 1972. - № 24. - S. 1403-1423.

90. Brook M., Holmes C.R., Moore C.B. Lightning and rockets: Some implications of the Apollo-12 lightning event // Nav. Res. - 1970. - № 4. - P. 1-17.

91. Brook M., Nakano M., Krehbille P.R. The electrical structure of the Hokuriku winter thunderstorms // J. Geophys. Res.

92. Byrne G.J., Few A.A., Weber M.E. Altitude thickness and charge concentration of charged regions of the thunderstorm during TRIP 1981 based upon in situ balloon electric field measurements // Geophys. Res. Lett. - 1983. - Vol. 10. - P. 39-42.

93. Chapman S. Electrostatic field measurements of corona discharge and thunderclouds // Rep. C.A.L. 68, Cornell Aeronaut. Lab., Ithaca N.Y., 1956.

94. Correlated electric and magnetic fields from lightning return strokes / M.J.I. Uman, R.D. Brantley, Y.T. bin et al // J. Geophys. Res. - 1975. - Vol. 80, №3, - P. 373-376.

95. Early electrification and precipitation development in a small, isolated Montana cumulonimbus / J.E. Dye, J.J. Jones, W.P. Winn et al. // J. Geophys. Res. - 1986. - D 91, № 1. - P. 1231-1247.

96. Illingworth A.J. Charge separation in thunderstorms: small scale processes // J. Geophys. Res. - 1985. - Vol. 90, № D4. - P. 6026-6032.

97. Jacobson E.A., Krider E.P. Electrostatic field changes produced by Florida lightning // J. Atmos. Sci. - 1976. - Vol. 33. - P. 103-117.

98. Jayaratne E.R., Saunders C.P.R., Hallett J. Laboratory studies of the charging of soft hail during ice crystal interactions // Quart. J., Roy. Meteorol. Soc. - 1983. - 109, № 461. - P. 609-630.

99. Kimpure A. Electromagnetic energy radiated from lightning // Problems of atmospheric and space electricity. - Proc. of 3d Intern. Conf. on Atm. and Space Electr. - 1965. - P. 352-365.

100. Krehbille P.R., Brook M., McCrory R.A. An analysis of the charge structure of lightning discharges to ground // J. Geophys. Res. - 1979. - Vol. 84. -

P. 2434-2456.

101. Krehbille P.R. An analysis of the electric field charge produced by lightning // Ph. D Thesis. - Univ. Manchester, England, 1981.
102. Krider E.B., Weidman C.D., La Vine D.M. The temporal structure of the HF and VHF radiation produced by intercloud lightning discharges // J. Geophys. Res. - 1979. - Vol. 84, №8. - P. 5760-5762.
103. Latham J. Stow C.D. Airborn studies of the electrical properties of large convective clouds // Quart. J. Roy. Met. Soc. - 1969.- № 405.- P. 489-500.
104. Latham J. The electrification of thunderstorms// Quart Meteorol. Soc.- 1981.- 107.- P.277-298.
105. Levine D.M., Krider E.P. The temporal structure of HF and VHF radiations during Florida lightning return strokes // Geophys. Res. Lett. - 1977. - Vol. 4 - P. 13-16.
106. Ligda M.G.H. Lightning detection by radar // Bull. Amer. Meteorol. Soc. - 1950. - Vol. 31. - P. 279-283.
107. Lin Y.T., Uman M.A. Electric radiation fields of lightning return strokes in three isolated Florida thunderstorms // J. Geophys. Res. - 1973. - Vol. 38, N 33. - P. 7911-7915.
108. Lherraitte R.M. Convective storm development and. electrification // Commun. 8eme Conf. Int. Phys. Nuag. - Clermont-Ferrand, 1980. - Vol. 2. - P. 501-502.
109. Marshall T.C., Winn W.P. Measurements of charged precipitation in a New Mexico thunderstorm: Lower positive charge centers // J. Geophys. Res. - 1982. - Vol. 87. - P. 7141-7157.
110. McGorman D.R., Few R.R., Teer T.L. Larged lightning activity // J. Geophys. Res. - 1981. - Vol. 86. - P. 9900-9910.
111. Muller - Hillebrand D. Zur Physik der Blitzenladung // ETZ -A. - 1961.- Bd 82, № 8.- S. 232-238.
112. Pierce E.T. Latitudinal variation of lightning parameters // J. Appl. Meteorol. - 1970. - Vol. 9, № 1. - P. 194-195.

113. Pierce E.T. The influence of individual variations in the field change due to lightning discharge upon the design and performance of lightning flash counters // Archiv. Meteorol. Geophys. and Bioclimatol.- 1956.- Bd 1, № 4.- P.78-86.
114. Proctor D.E. A hyperbolic system for obtaining radio pictures of lightning // J. Geophys. Res. - 1971.- Vol. 76, № 6. -P. 1478-1489.
115. Proctor D.E. Lightning and precipitation in a small multi-cellular thunderstorm // J. Geophys. Res. - 1983. - Vol. 88. - P. 5421-5440.
116. Rust W.D., Taylor W.L., Mc German D. Preliminary study of lightning location relative to storm structure // AIAA J. - 1982.- Vol. 20, №3. - P. 404-409.
117. Ryan P.A., Spitzer H. Stormscope US Patent 4. 023. 408: Mag.: 17, 1977.
118. Takeuti T. Nakata H. Registreigerat fur gewitter im Umkreis von 200 km // Meteorological Rdsh. - Vol. 25, № 1. - S.23-25.
119. Tarahashi T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms// J. Atmos. Sci.- 1978.- №35.- P.1536-1548.
120. Tarahashi T. Yamashita A. Deformation and fragmentation of freezing water drops in free fall.- J.Meteorol. Soc. Japan, 1969, vol.47,№ 6.
121. Vonnegut B. Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity // Conf. on Atmospheric Electricity. - Res. Pap.- Bedford, Mass. - 1955. - Vol. 42. - P. 169-181.
122. Wagner P.B., Telford G.W. Cloud dynamics and an electric charge separation mechanism in convective clouds // J. Atm. Res. - 1981. - Vol. 15. - P. 97-120.
123. Williams E.R. Large-scale separation in thunderclouds // J.Geophys. Res. - 1985. - Vol. 90, № D 4. - P. 6013-6025.
124. Winn W.P., Schwede G.W., Moore C.B. Measurements of electric field in thunderclouds // J. Geophys. Res. - 1976. - Vol.79. - P. 1761-1767.
125. Zonge K.L. Evans W.H. Prestroke radiation from thundercloud // J. Geophys. Res.- 1966.- Vol. 71, № 6. - P. 1519-1520.